

MANUAL DE GEOTERMIA

**Ciencias de la Tierra e
Ingeniería de Reservorios**

José Luis Quijano León

INTRODUCCION

El propósito de este manual es introducir a los profesionales en el tema de la utilización de la energía geotérmica para la generación de electricidad. No es un manual completo, ya que se limita a las disciplinas de las ciencias de la tierra y la ingeniería de yacimientos, que son las áreas de conocimiento del autor.

El manual está concebido de manera que pueda ser leído y comprendido con facilidad, sin detenerse excesivamente en cada disciplina. Sin embargo, a lo largo del texto se intercalan párrafos (en recuadro y con tipo diferente) que explican con mayor detalle y rigor los conceptos que son importantes. Queda al arbitrio del lector el aprovecharlos o no.

Espero que el manual sea útil y comprensible. En el he querido dejar 25 años de experiencia profesional.

Este manual está concebido como un documento abierto en el sentido de que se aceptan adiciones, comentarios, correcciones, etc., con objeto de enriquecerlo. Se agradece enviar sus contribuciones al correo luis.quijano@geotermia.org.mx

Año de 2007.

CONTENIDO

1. CAPITULO UNO

1.1 La energía de la Tierra	4
1.2 La Tectónica de Placas	6
1.3 Ambientes geológicos y sistemas geotérmicos de alta temperatura	8
Tipos de rocas	9

2. CAPITULO DOS

2.1 Breve historia de la industria geotérmica	11
2.2 Panorama de la geotermia en el mundo	12

3. CAPITULO TRES

Exploración de los recursos geotérmicos	16
3.1 Exploración regional	17
3.2 Exploración de detalle	17
Estudios geológicos	18
Estudios geofísicos	21
Flujo de calor	32
Estudios geoquímicos	34
Origen de los fluidos geotérmicos	39
Geotermómetros	39
Isótopos estables	43

4. CAPITULO CUATRO

4.1 Modelos conceptuales preliminares	59
4.2 Mineralogía de alteración hidrotermal	60
4.3 Registros de pozos	61
4.4 Modelos conceptuales después de la perforación exploratoria	62

5. CAPITULO CINCO

5.1 Tipos de reservorios	63
5.2 Parámetros del reservorio	69
5.3 Pruebas transitorias de presión	81
5.4 Medición de la producción de los pozos	83
5.5 Análisis del historial de producción	83
5.6 Geoquímica de reservorios	83
5.7 Historial químico de los pozos	89
5.8 Geotermometría de la fase líquida de los pozos	93
5.9 Geotermometría de gases y exceso de vapor en pozos	95
5.10 Aplicación de los isótopos estables	102

CAPITULO UNO

1.1 La energía de la tierra

El hombre ha conocido y utilizado desde antiguo la energía térmica de la tierra que se manifiesta en forma de manantiales y fumarolas y, también, ha experimentado la fuerza poderosa y destructiva de las erupciones volcánicas. Sin embargo, no es sino hasta el siglo XVIII, cuando empieza a interesarse en ella desde una perspectiva científica y con miras a un uso más industrializado. Al excavar pozos para la extracción de carbón, se observó que, por lo regular, la temperatura aumentaba con la profundidad; lo cual era un indicio de que la tierra estaba más caliente en su interior. Sir William Thomson (1824-1907), mejor conocido como Lord Kelvin, intentó calcular la edad de la tierra, mediante un balance térmico. Como condición inicial, consideró que la tierra, al formarse, era una esfera de roca fundida; calculó el tiempo de enfriamiento por conducción requerido para alcanzar el gradiente de temperatura observado en las minas de carbón. Concluyó que la edad de la tierra debía de ser de 25 a 400 millones de años. Aunque este resultado es erróneo, porque Kelvin desconocía fenómenos importantes como el decaimiento de minerales radiactivos en el manto terrestre, la actitud científica detrás del hecho es lo que importa.

Actualmente sabemos, por mediciones sistemáticas y cuidadosas, que el flujo natural de calor del interior hacia la superficie de la tierra, es del orden de 59 a 67 mW/m². Este valor puede incrementarse en zonas termales, como veremos más adelante. Comparado con el calor que la superficie de la tierra recibe del sol, que es del orden de 325 W/m² en la República Mexicana, el flujo de calor geotérmico es muy pequeño.

El flujo de calor geotérmico en toda la superficie de la tierra es de 42 E¹² W; del cual, 19% proviene de la corteza, 76% de manto y 5% del núcleo. El manto contribuye con el mayor porcentaje debido a la abundancia de minerales radiactivos que, al decaer, generan gran cantidad de calor. Se estima que el calor generado por estos minerales es del orden de 22 E¹² W. Si el manto pierde 32 E¹² W de calor, significa que existe un déficit de 10 E¹² W, por lo que el manto se está enfriando lentamente.

A este flujo natural corresponde un gradiente de temperatura del orden de 0.03 C/m.

ESTRUCTURA DE LA TIERRA

La tierra es un esferoide ensanchado por el ecuador y achatado por los polos. Por acuerdo de la comunidad científica, su forma ideal se conoce como 'GEOIDE ITRF92' y es la referencia obligada para todo tipo de levantamientos geofísicos y cartográficos.

Su parte más interna es el núcleo que, a su vez, se divide en núcleo interior y exterior. El primero tiene un radio de 1 200 km, es sólido y extremadamente denso y está compuesto exclusivamente de hierro. La parte externa tiene un espesor de 2 236 km, está constituida por hierro fundido con mezcla de elementos como oxígeno y azufre. En esta región de metal fluido se producen corrientes eléctricas que dan origen al 90% de la intensidad del campo magnético terrestre. A continuación se localiza el manto, con un espesor de 2 900 km; éste consiste de rocas ricas en olivinos, piroxenos y ciertos silicatos. Por último, la capa más externa se conoce como la corteza terrestre. La zona de transición entre la corteza y el manto se llama la 'Discontinuidad de Mohorovicic'. En los continentes la corteza terrestre tiene un espesor promedio de 35 km, aunque puede alcanzar valores de hasta 100 km; se compone básicamente de rocas graníticas. La corteza oceánica es más delgada, del orden de 5 km de espesor, y se compone de basaltos y gabros.

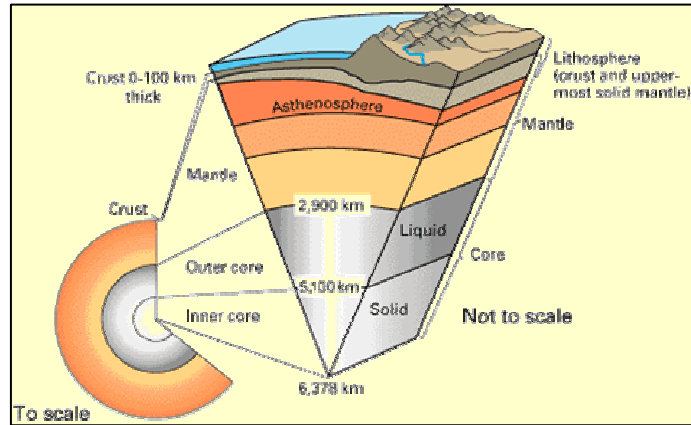


Fig. 1.1 Estructura de la Tierra

EL CALOR Y LA TEMPERATURA

El calor es una forma de energía que fluye de un cuerpo a otro, o de una porción de materia a otra. De manera natural fluye del cuerpo con mayor temperatura al de menor temperatura. Aunque en el lenguaje coloquial se habla del calor que posee un cuerpo, la expresión carece de rigor científico; hablando con propiedad, los cuerpos poseen energía interna o entalpía e intercambian calor con otros cuerpos. Tanto el calor como la entalpía se miden en Joules (J)

La temperatura es una variable que define el estado termodinámico de un cuerpo o porción de materia. Es una consecuencia de la Ley Cero que dice que 'si un cuerpo A está en equilibrio térmico con un cuerpo B y, a su vez, un cuerpo C está en equilibrio térmico con el cuerpo B; entonces los cuerpos A y C están en equilibrio térmico entre sí'. Se entiende por equilibrio térmico, la condición en la que no fluye, de manera natural, calor entre los cuerpos. Podemos decir que la temperatura se relaciona con la 'calidad' de la energía térmica de un cuerpo. A mayor temperatura, mayor calidad y, por tanto, mayores posibilidades de aprovechar esta energía. A su vez, la entalpía se relaciona con la 'cantidad' de energía térmica de un cuerpo. La temperatura se mide en grados Celsius (C) o Kelvin (K). Esta última se conoce como escala absoluta de temperatura, ya que 0 K representa el estado de mínima energía de un sistema. Ambas se relacionan por la ecuación: $C = K + 273$.

La temperatura es una variable intensiva; es decir, no depende del tamaño del cuerpo o porción de materia, mientras que la entalpía es una variable extensiva. Las variables extensivas se convierten en intensivas, al dividir las por la masa del cuerpo o porción de materia. Por ejemplo, la entalpía

específica de una porción de materia es la entalpía por unidad de masa y se expresa como J/g o kJ/kg.

1.2 La Tectónica de Placas

La teoría de la Tectónica de Placas es considerada como la revolución copernicana de las ciencias de la tierra. Gracias a esta teoría, formulada en los años sesenta del siglo pasado, tenemos un mejor conocimiento del planeta y de sus procesos. La teoría trata acerca de la dinámica de la capa más externa de la tierra, conocida como la litosfera y que incluye a la corteza y la parte superior del manto. Según la teoría, la litosfera está conformada por una docena de grandes placas y otras más pequeñas. Estas placas se mueven unas con respecto a otras y, en sus bordes, interactúan entre sí, ya sea convergiendo, divergiendo o simplemente deslizándose entre ellas. Estos movimientos dan lugar a fenómenos que modifican la morfología de la corteza, que influyen en los ciclos de elementos como el carbono y el azufre. Los bordes de las placas son zonas de intensa actividad sísmica y volcánica y, por consecuencia, de anomalías geotérmicas que pueden ser aprovechadas industrialmente. Como consecuencia de todo esto, la corteza terrestre se renueva periódicamente, en escalas de tiempo de millones de años.

Las cordilleras mesoocéánicas como zonas de divergencia

A lo largo del piso de los océanos existen cordilleras que forman una especie de red en todo el planeta. Estas cordilleras, cuya altura es de 2,5 a 3 km y su anchura de unos pocos cientos de kilómetros, son zonas donde se crea piso oceánico nuevo, a partir de lavas basálticas originadas en el manto. En estas cordilleras el flujo de calor es anómalo y existe actividad sísmica somera. Islandia, localizada sobre la cordillera mesoatlántica, es el ejemplo más claro de una zona con energía geotérmica abundante, en un ambiente de divergencia. Otra zona representativa de este ambiente son las islas Galápagos, frente a Ecuador. En menor medida, las zonas de divergencia localizadas en el Golfo de California, como las fosas de Wagner y de Guaymas, también se asocian a este ambiente tectónico.

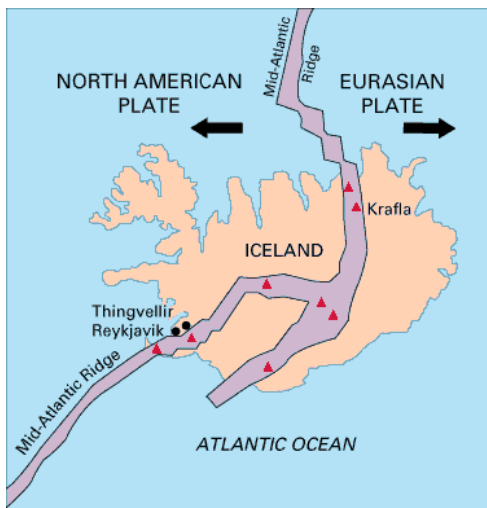


Fig. 1.2 Ambiente de divergencia

A partir del eje de estas cordilleras, el piso oceánico se desplaza lateralmente en uno y otro sentido. Este desplazamiento tiene que ser compensado por pérdida o hundimiento de la corteza oceánica en las zonas de convergencia.

Las zonas de convergencia

Los ambientes de convergencia son tres: a) hundimiento de placa oceánica por debajo de otra placa oceánica, b) hundimiento de placa oceánica por debajo de una placa continental y c) hundimiento de placa continental bajo otra placa continental. El primer caso está ejemplificado por los arcos de isla que constituyen Filipinas e Indonesia, así como Nueva Zelanda.

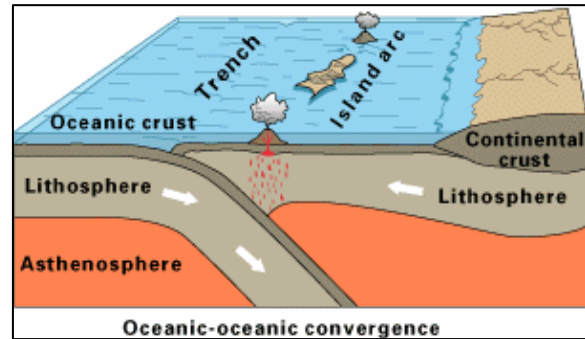
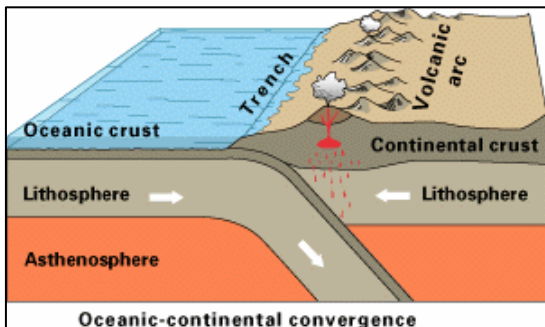


Fig.1.3 Convergencia de placas oceánicas

Fig. 1.4 Convergencia océano-continente



El segundo caso se ilustra con la costa occidental del continente americano; en particular, las fosas que se localizan frente a las costas de Michoacán, Guerrero y Oaxaca en México. Estas fosas se deben a la subducción de la Placa de Cocos; fenómeno que da origen al vulcanismo cuaternario de la Faja Volcánica Mexicana, una de las provincias geotérmicas de México. Asimismo, la faja volcánica que se extiende a lo largo de la costa centroamericana del Pacífico y que abarca al sur de Chiapas, se explica por la subducción de dicha placa (Fig. 1.4).

Por último, los bordes de las placas africana, india y euroasiática, son ejemplo de la convergencia de placas continentales. Las cordilleras de los Alpes y del Himalaya son el resultado de esta colisión (Fig. 1.5). Los campos geotérmicos de Italia, Grecia y Turquía se originan en este ambiente tectónico.

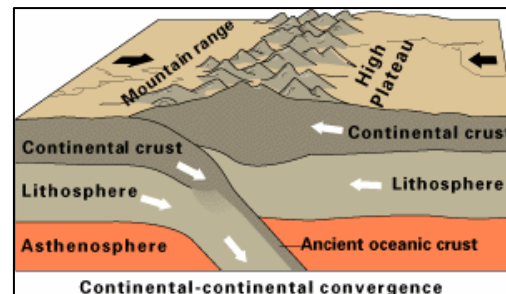


Fig. 1.5 Convergencia de placas continentales

La Península de Baja California como zona de deslizamiento

La placa formada por la península de Baja California y la porción sur occidental del estado de California, EU, es un ejemplo del movimiento relativo entre dos placas, la del Pacífico y la Norteamericana. Este movimiento da lugar a la formación de 'cuencas de dispersión o divergencia' (pull appart basins), tanto en el Golfo de California como en el continente. En estas cuencas el flujo de calor es elevado y pueden formarse reservorios geotérmicos importantes, por ejemplo, el de Cerro Prieto. Otro ejemplo de este ambiente es el Gran Rift Africano, que se



Fig. 1.6 Deslizamiento entre placas

extiende de la costa nororiental de Africa hasta el Mar Rojo y el Mar Muerto en el Medio Oriente. El campo geotérmico de Olkaria, Kenya, se localiza en este Rift (figura 1.6).

1.3. Ambientes geológicos y sistemas geotérmicos de alta temperatura

La gran mayoría de los reservorios geotérmicos de alta temperatura se localizan en zonas de bordes de placas tectónicas. Existen unos pocos casos, las islas de Hawai y el Parque de Yellowstone en EU, en que estos reservorios se encuentran al interior de una placa. No existe una explicación convincente de estos fenómenos; los geólogos los llaman 'puntos calientes'.

En los bordes de placas se originan fenómenos magmáticos importantes, los cuales constituyen la fuente de calor de estos sistemas geotérmicos. En los ambientes divergentes, se tiene la presencia de intrusivos de gabro y en los ambientes de convergencia, la formación de cámaras magmáticas someras de composición ácida, es decir, ricas en sílice y gases.

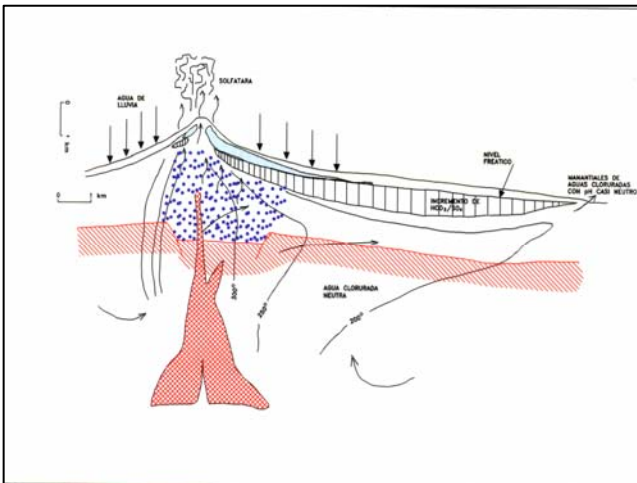


Fig. 1.7 Campo asociado a un estratovolcán

fracturada por la actividad tectónica, lo cual permite la formación del reservorio que se explotará industrialmente.

Las cámaras magmáticas someras pueden estar asociadas a volcanes compuestos (estratovolcanes), como es el caso de los

Por otra parte, la roca se encuentra

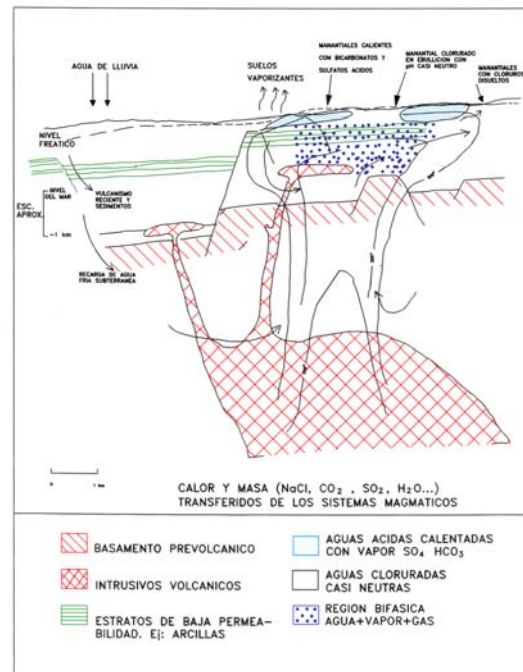


Fig. 1.8 Campo asociado a una caldera

campos geotérmicos de Miravalles, Costa Rica, o Las Tres Vírgenes en México; o a estructuras de tipo caldera, como Cerritos Colorados (La Primavera), o Los Humeros, México. En otros casos, la relación entre la cámara magmática y la geología superficial puede ser compleja, por ejemplo, Los Azufres, México, donde se ha identificado una caldera antigua y, lo que parece ser el edificio de un volcán andesítico más joven.

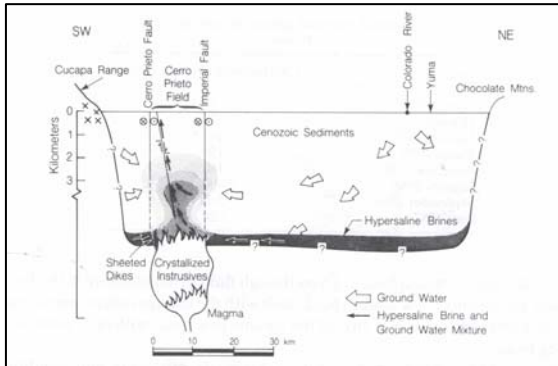


Fig. 1.9 Campo asociado a intrusivos de gabro

En Cerro Prieto, aunque existe un volcán de cuyo nombre deriva el del campo, éste es un fenómeno geológico marginal, que no guarda importancia con relación al recurso geotérmico. La fuente de calor, probablemente, esté constituida por cuerpos intrusivos de gabro; en algunos pozos se han cortado diques pequeños de esta roca.

Por lo general, los reservorios geotérmicos se hospedan en rocas volcánicas. En México es el caso de Los Azufres, Los Humeros y Cerritos Colorados. Sin embargo, algunos reservorios se encuentran en rocas graníticas, por ejemplo, Las Tres Vírgenes, México, o Coso, EU. Por último, también hay reservorios albergados en rocas sedimentarias, Cerro Prieto, México, o metasedimentarias, Larderello, Italia, Los Geysers, EU.

TIPOS DE ROCAS

La corteza terrestre está conformada por tres tipos de rocas: las ígneas, las sedimentarias y las metamórficas. Las ígneas se dividen en intrusivas y extrusivas. Las rocas ígneas intrusivas se originan de magma que nunca llega a aflorar a la superficie y, por ende, se enfría lentamente en el subsuelo. Por ello, estas rocas presentan cristalización megascópica. La gran mayoría de las rocas intrusivas son de composición granítica; en menor medida, los gabros. Las rocas extrusivas son lavas y tefra que han sido arrojados a la superficie de la tierra, sea por volcanes o a través de fisuras. Se conoce con el nombre genérico de tefra a material de tamaño pequeño a fino que arrojan los volcanes, por ejemplo, las cenizas; mientras que la lava es la roca fundida que fluye a manera de lodo espeso. Estos materiales extrusivos se enfrían rápidamente, por lo que su cristalización es microscópica. Su composición varía de riolitas (equivalente extrusivo del granito), a andesitas y basaltos (equivalente extrusivo del gabro).

Las rocas de la corteza sufren erosión por el viento, el agua y los movimientos tectónicos. Los productos de erosión son transportados por estos mismos agentes y, eventualmente, se depositan en zonas bajas. Otro mecanismo de sedimentación importante es la depositación de carbonatos y de esqueletos (carbonatados o silicificados) de flora y fauna marina, en el fondo del mar. Cuando los sedimentos se consolidan por la acción de tiempo y de la presión litostática, dan lugar a las rocas

sedimentarias. Las rocas sedimentarias de ambientes marinos son las calizas, las areniscas y las lutitas. En ambientes continentales se tienen los conglomerados y las brechas.

Las rocas metamórficas son aquellas que, por acción de la presión y la temperatura, han modificado su morfología original. El proceso de metamorfismo, desde el punto de vista químico, puede considerarse como una progresiva deshidratación de los minerales primarios de la roca.

CAPITULO DOS

2.1 Breve historia de la industria geotérmica

Ya hemos mencionado que la industria minera, que se incrementó notablemente a partir de siglo XVI, pero sobre todo en el XVIII con las minas de carbón, propició la perforación de galerías y lumbreras, de varios cientos de metros de profundidad. Estas excavaciones proporcionaron los primeros indicios directos de que la temperatura del subsuelo se incrementa con la profundidad. En 1740, De Gensanne realizó la primera medición del perfil de temperatura de una mina. En el siglo siguiente hubo una preocupación por determinar la edad de la tierra, en el contexto de la polémica sobre las teorías evolucionistas y darwinianas. Hemos visto como Lord Kelvin elaboró un modelo de la evolución térmica del planeta, para poder estimar su edad; ya que se sentía incomodo con el poco rigor de la geología de su tiempo. Por cierto, Lord Kelvin fue una de las mentes más brillantes de su generación. Sus aportaciones más conocidas son en el campo de la termodinámica, como la formulación de la Segunda Ley y del concepto de entropía y la definición de la escala absoluta de temperatura, que lleva su nombre. Sin embargo, también realizó aportaciones importantes en el campo de la electricidad y el magnetismo, que sirvieron a Maxwell para la formulación de la Teoría Electromagnética. Además, fue un empresario exitoso que participó en la instalación del primer cable submarino trasatlántico e inventó varios dispositivos utilizados en la telegrafía.

El inicio de la industria geotérmica lo podemos situar a principios del siglo XIX en Larderello, Italia, donde se extraía ácido bórico evaporando el agua caliente de los manantiales. Al principio se empleaba leña como combustible. En 1827,

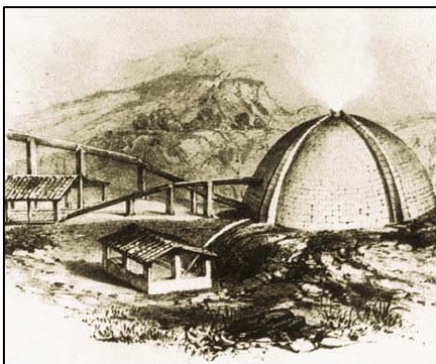


Fig. 2.1 Producción de ácido bórico con vapor geotérmico

Francesco Larderel inventó un proceso de evaporación, usando la energía de la misma agua caliente. Después, se transformó la energía del vapor en energía mecánica, mediante un sistema rudimentario de bombeo del agua con inyección de vapor. Más adelante, se construyeron bombas centrífugas y reciprocantes, así como malacates, accionados por vapor. En 1904, Piero Ginori Conti construyó el primer generador eléctrico accionado por vapor geotérmico.

Por otra parte, en 1882 operó en la Ciudad de Boise, Idaho, EU, el primer sistema de calefacción distrital con energía geotérmica. En 1910 ya se usaba en Toscana, Italia, la energía geotérmica en invernaderos y, en 1928, Islandia empezó sus primeros proyectos de calefacción doméstica con geotermia.

Los primeros pozos para aprovechar la energía geotérmica se perforaron en Beppu, Japón, en 1919 y en Los Geiser, California, EU, en 1921.

No obstante, Italia continuó siendo el país pionero en el uso de la geotermia, especialmente para la generación de electricidad. Ya en 1942, Larderello contaba con una capacidad de generación de 128 MW.

En el año de 1958, Nueva Zelanda inaugura su planta geotérmica de Wairakei. Al año siguiente, inicia operación la planta de Pathé, México y, en 1960, se inicia la generación eléctrica con geotermia en Los Geysers, EU.



Fig. 2.2 En 1904 se produce, por primera vez en el Mundo, electricidad con vapor geotérmico

2.2 Panorama de la geotermia en el mundo

A partir de esa fecha, la capacidad de producción de electricidad ha ido en aumento, hasta llegar a 8 912 MW en el año 2005.



Fig 2.3 Panorámica del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla, México

La capacidad y generación por país, en ese año, se muestra en la tabla a continuación.

PAIS	ENERGIA GWh/año	CAPACIDAD MWe
ESTADOS UNIDOS	17 840	2 544
FILIPINAS	9 419	1 931
MEXICO	6 282	953
INDONESIA	6 085	797
ITALIA	5 340	790
JAPON	3 467	535
NUEVA ZELANDA	2 774	435
ISLANIDIA	1 406	202
COSTA RICA	1 145	163
KENYA	1 088	127
EL SALVADOR	967	151
NICARAGUA	271	77
GUATEMALA	212	33
TURQUÍA	105	20
FRANCIA (Guadalupe)	102	15
CHINA (Tibet)	96	28
PORTUGAL (Azores)	90	16
RUSIA	85	79
PAPUA NUEVA GUINEA	17	6
AUSTRIA	3,2	0,2
TAILANDIA	1,8	0,3
ALEMANIA	1,5	0,2
AUSTRALIA	0,5	0,2
TOTAL	56 798	8 912

Tabla 2.1 Capacidad y generación eléctrica con geotermia, en el ámbito mundial, en 2005.

En México, la planta de Pathé, que debe considerarse como un proyecto experimental más que comercial, estuvo en operación durante 10 años, con una capacidad efectiva del orden de 600 kW.

La etapa industrial de la geotermia inició formalmente en el año de 1973, cuando de inauguraron las dos primeras unidades de Cerro Prieto Uno, de 37,5 MW cada una. La capacidad y energía generada en 2005 es la siguiente.

CAMPO	ENERGIA GWh/año	CAPACIDAD MWe
CERRO PRIETO	5 521	720
LOS AZUFRES	1 449	188
LOS HUMEROS	292	35
LAS TRES VIRGENES	37	10
TOTAL	7 299	953

Tabla 2.2 Capacidad y generación eléctrica con geotermia, en México, año 2005

La capacidad y la generación de energía han crecido como se muestra en las dos gráficas a continuación.

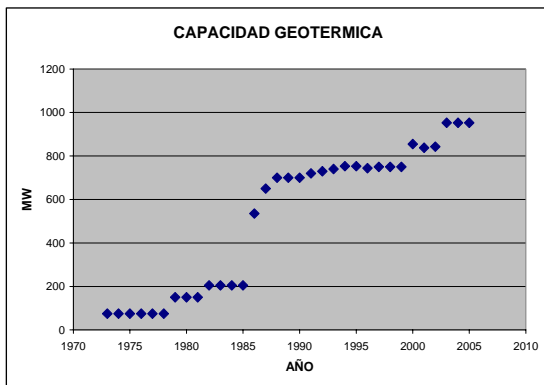


Fig. 2.4 Incremento de la capacidad geotérmica en México

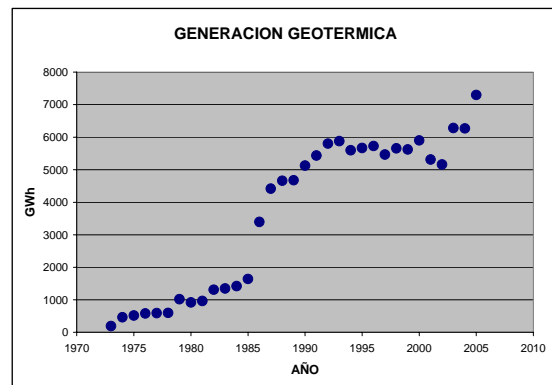


Fig. 2.5 Incremento de la generación de electricidad con geotermia en México

Por otra parte, el uso de la energía geotérmica en forma directa, en diferentes procesos industriales y en recreación y ambientación de espacios, ha aumentado notoriamente en los últimos años. En 1995 la capacidad disponible para estas aplicaciones fue de 8 664 MW térmicos; mientras que en el 2005 fue de 27 824 MW térmicos. Esta energía se usa de la manera que se describe en la tabla a continuación.

TIPO DE USO	PORCENTAJE
BOMBAS DE CALOR	56
RECREACION	17,7
CALEFACCION	15
INVERNADEROS	5
ACUACULTURA	2

INDUSTRIAL	2
SECADO	1
FUSION DE NIEVE	1
OTROS	0,3

Tabla 2.3 Usos directos del calor geotérmico, año 2005

El principal uso de las bombas de calor es el acondicionamiento de espacios habitables o de trabajo. Sirve igualmente como calefacción en invierno y enfriamiento en verano.

En la tabla siguiente se mencionan los países que mayor uso hacen de esta energía.

<i>PAIS</i>	<i>ENERGIA TJ/año</i>	<i>CAPACIDAD MW_t</i>
CHINA	45 373	3 687
SUECIA	36 000	3 840
ESTADOS UNIDOS	31 239	7 817
ISLANDIA	23 813	1 791
TURQUÍA	19 623	1 177
HUNGRÍA	7 940	694
ITALIA	7 554	607
NUEVA ZELANDA	7 086	308
BRASIL	6 622	360
GEORGIA	6 307	250
RUSIA	6 143	308
FRANCIA	5 196	308
JAPON	5 161	413
OTROS	53 361	6 264
TOTAL	261 418	27 824

Tabla 2.4 Capacidad y energía, en el ámbito mundial, uso directo del calor geotérmico, año 2005

CAPITULO TRES

Exploración de los recursos geotérmicos

A reserva de discutir, más adelante, este tema con mayor detalle, es conveniente introducir una clasificación de los sistemas hidrotermales. Estos se pueden agrupar en:

- a) Cuencas sedimentarias profundas
- b) Fallas profundas
- c) Sistemas geopresurizados
- d) Sistemas magmáticos

En ciertos lugares, por ejemplo cuenca de París, Francia, cuenca del Valle de México (Lago de Texcoco), existen acuíferos de temperaturas moderada en rocas sedimentarias profundas. Se puede utilizar estos recursos en aplicaciones como calefacción distrital, secado de productos, etc.

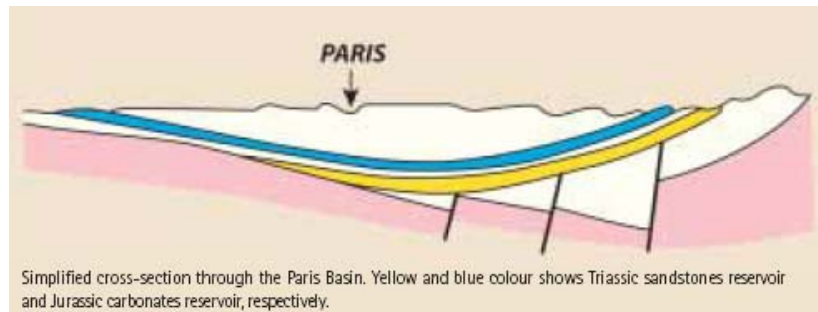


Fig.3.1 Sección geológica de la Cuenca de París

Estos acuíferos de temperaturas moderadas también se encuentran en sistemas de fallas profundas, por ejemplo, fosas tectónicas, como es el caso Graben del Rin en Alemania o Villa de Reyes en San Luis Potosí, México, o la Provincia de Cuencas y Sierras en el NW de México y SW de Estados Unidos.

Los sistemas geopresurizados se localizan en rocas sedimentarias de la plataforma continental. Estos consisten de hidratos de metano atrapados en los sedimentos. Los hidratos de gas son moléculas cristalinas de gas 'enjauladas' por moléculas de agua, que mantienen su estabilidad gracias a la presión que los confina, cuyo valor es intermedio entre la presión hidrostática y la litostática. Por ello el nombre de geopresurizados. Estos yacimientos son una fuente doble de energía, ya que se puede aprovechar, tanto la presión del fluido como la molécula de metano liberada. Las estimaciones preliminares sugieren que los recursos de hidratos de metano pueden ser el doble de todos los recursos conocidos de combustibles fósiles convencionales (petróleo, gas y carbón). Sin embargo, su aprovechamiento industrial supone grandes retos tecnológicos y ambientales. Por ejemplo, se sabe que el metano es un gas responsable del efecto invernadero y que es 10 veces más efectivo que el dióxido de carbono. Por otra parte, la

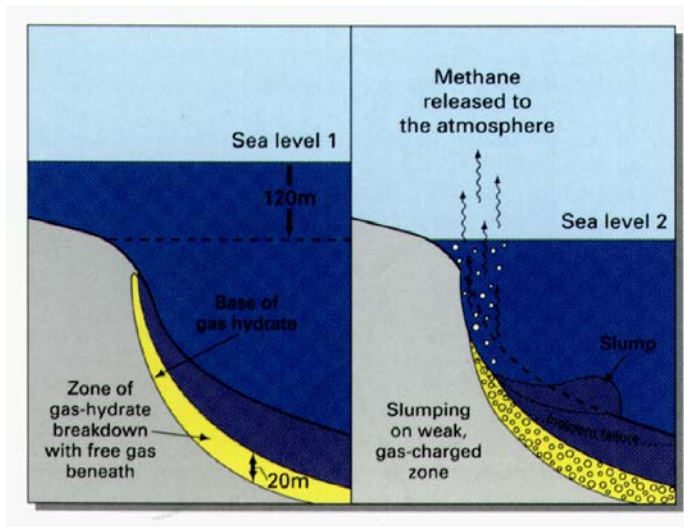


Fig. 3.2 Riesgos en la extracción de los hidratos de metano

extracción masiva de hidratos de metano de los sedimentos continentales, podría afectar seriamente su estabilidad y provocar deslizamientos masivos, con consecuencias ambientales impredecibles (Fig. 3.2).

3.1 Exploración regional

La exploración de los recursos geotérmicos puede dividirse en dos grandes apartados. El primero comprende el reconocimiento y evaluación regional de estos recursos. La escala geográfica de estos estudios es del orden de 50 a 100 mil km^2 . El objetivo principal es identificar las zonas con mejores posibilidades y hacer una descripción del entorno geológico, geohidrológico y geoquímico de ellas. En México, esta actividad está concluida, aunque siempre es posible revisar las interpretaciones y actualizarlas. Considero que, en la mayoría de los países con recursos geotérmicos, esta actividad también está, de alguna manera, terminada. Por ello no abundaré en el tema. No obstante, vale la pena mencionar que, con los sistemas de información geográfica, se dispone de una herramienta muy útil para sistematizar y analizar toda esta información.

3.2 Exploración de detalle

El objetivo de la exploración de detalle es el descubrimiento de reservorios que puedan ser utilizados industrialmente. La escala geográfica de un estudio de este tipo es del orden de 10 a 50 km^2 . Comprende tres etapas principales: a) estudios de superficie, b) medición de la descarga natural de calor y c) pozos exploratorios.

La primera etapa incluye una serie de estudios obligados, como son, la elaboración del mapa geológico de detalle, con énfasis en los aspectos vulcanológicos y estructurales, los estudios geohidrológicos, incluyendo la geoquímica de agua, gases y minerales de alteración, los estudios de resistividad del subsuelo, de gravimetría y magnetometría. En segundo término, los estudios de sismica pasiva, de emanación de radón y otros gases como mercurio, etc.

La parte relativa a la medición de la descarga de calor no siempre se lleva a cabo, aunque es muy recomendable, por dos razones. Primero, para contar con una

estimación del tamaño y capacidad del reservorio que se explora. De todas las técnicas geofísicas usadas en esta etapa, ésta es la que mide la propiedad que directamente interesa, que es la temperatura y la cantidad de energía térmica del sistema. Segundo, porque estas mediciones serán útiles para la calibración del simulador numérico del reservorio, en la fase de ajustar el estado natural del sistema.

La tercera etapa es la decisiva; ya que sólo con los pozos exploratorios profundos se podrá probar la existencia de un reservorio comercial. Para ello, es indispensable que los pozos exploratorios sean capaces de fluir y de ser evaluados en su producción.

3.2.1 Primera etapa

Estudios geológicos

Esta parte se inicia con trabajo de gabinete; en el que se consultan y analizan los mapas existentes, así como las imágenes de satélite y fotografías aéreas. Con este material, el geólogo elabora un mapa preliminar, con énfasis en los rasgos vulcanológicos y estructurales, así como en las zonas de manifestaciones y alteración hidrotermales. El contar con este mapa, previo a la etapa de campo, es muy importante. En estas condiciones, el geólogo podrá organizar su trabajo de campo en el marco de una interpretación preliminar y sabrá, de antemano, que verificar en el sitio.

Durante el recorrido de campo, se deben verificar las unidades geológicas que afloran, su posición y edad relativa, así como obtener muestras representativas para una descripción petrográfica y, de ser conveniente, para datarlas, ya sea por algún método isotópico o por trazas de fisión. Otro aspecto es la localización y descripción de manifestaciones hidrotermales, como geysers, manantiales, fumarolas, pozas ácidas, pozas de lodo, suelos vaporizantes, alteración hidrotermal, etc. Es importante establecer si la alteración es activa o fósil y describir su composición mineralógica. Normalmente la alteración es de tipo argilítico, que corresponde a temperaturas moderadas (~100 C) y ambientes ácidos. La alteración superficial de tipo propilítico estaría asociada a un reservorio fósil que, por algún evento geológico posterior, quedó expuesto a la superficie.

DATAACION DE ROCAS

La edad de las rocas puede determinarse de diferentes maneras. Tradicionalmente, la edad se establecía con base en la posición relativa de las distintas unidades geológicas, además del grado de intemperismo o de desvitrificación. Las técnicas más precisas se dividen en dos grandes grupos: a) las que utilizan el decaimiento radiactivo de ciertos elementos, por ejemplo el ^{40}K a ^{40}Ar , ^{87}Rb a ^{87}Sr , como reloj geológico y b) las que utilizan la densidad de las trazas o huellas que se producen en la superficie de los minerales cristalinos, por las partículas altamente energéticas producto de la

fisión espontánea del ^{238}U . Este método es más útil en rocas relativamente jóvenes, de menos de un millón de años; mientras que los métodos radiactivos son menos precisos en material joven.

MANIFESTACIONES HIDROTERMALES

Son descargas convectivas de reservorios geotérmicos. En los manantiales la descarga es en forma líquida; sin embargo, cuando alcanzan la temperatura de ebullición, una parte se descarga como vapor. La temperatura de ebullición depende de la altura sobre el nivel del mar, conforme a la ecuación: $T\text{ (C)} = -3,0 \cdot \text{ASNM (km)} + 100$. También depende del contenido de gas de la descarga, aunque este efecto es pequeño: $T\text{ (C)} = -0,13 \cdot C_g\text{ (\% en peso)} + 100$ y normalmente no se toma en cuenta. Los manantiales termales presentan composiciones químicas muy diversas. Sin embargo, los que son descarga directa de reservorios de alta temperatura son típicamente clorurado sódicos, con altos contenidos de sílice y potasio y muy bajo contenido de magnesio; su pH es neutro o cercano a dicho valor. Como ejemplo se incluye la composición del manantial Araró en México, Champagne Pool en Nueva Zelanda y de Tongonan, Filipinas.

NOMBRE	T C	pH	CE μS	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	SiO ₂
				miligramos/litro							
Champagne Pool	99	8.0		1070	102	26	0.4	1770	26	76	294
Araró	92	7.7	6130	706	54	52	0.1	1067	222	60	386
Tongonan	98	8.3		1990	211	86	0.4	3397	74	7	278

Las fumarolas son descargas convectivas en forma de vapor. Su presión debe ser algo mayor que la presión atmosférica del lugar; de lo contrario serían suelos vaporizantes. La presión atmosférica varía con la altitud según la siguiente fórmula: $P\text{ (bar)} = 1,0135 \cdot \text{EXP}\{-0,116 \cdot \text{ASNM(km)}\}$. El vapor puede ser saturado, cuando se forman gotas de agua pequeñas, o sobrecalentado, en caso contrario. Más adelante se explicarán con mayor rigor estos conceptos. Las fumarolas normalmente son descargas directas de la fase vapor de un reservorio de alta temperatura; sin embargo, en ciertos casos la fumarola se origina del desprendimiento de vapor de una descarga líquida en ascenso o de un reservorio secundario de menor temperatura; este último es el caso de las fumarolas del campo de Cerritos Colorados en México. Cuando una fumarola es relativamente rica en CO₂, se le llama 'mofeta' y si es rica en H₂S, se conoce como 'solfatará'.

Los geysers son chorros a presión de agua y vapor, que se manifiestan de manera regular y periódica. Su altura puede ser de unos pocos centímetros, por ejemplo, el geyser de San Juan Cosalá en México, o de varios metros, como el famoso 'Old Faithful' de Yellowstone, EU. La periodicidad también es variable, de minutos a horas. El mecanismo que da lugar a estas manifestaciones peculiares es la formación de 'bolsas' de gas en la descarga, que interfieren con el flujo normal de la mezcla de agua y vapor.



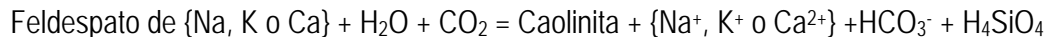
Las pozas ácidas y las pozas de lodo se forman cuando una descarga de vapor se mezcla e interactúa con aguas subterráneas someras o superficiales. La acidez, que puede llegar a valores de pH de 1, se debe a la oxidación del H₂S en H₂SO₄, ayudada por actividad bacteriana. Por eso el

agua de estas manifestaciones es rica en sulfatos. El lodo, que frecuentemente acompaña a estas manifestaciones, es arcilla producto de la intensa alteración de la roca por los fluidos ácidos. La llamada 'Laguna de Los Azufres' en México es un ejemplo espectacular de este tipo de manifestaciones. Algunos ejemplos de México y Nueva Zelanda se presentan en la tabla siguiente.

NOMBRE	T C	pH	CE μS	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	SiO ₂
Marítaro	82	2.5	3500	18.1	3.1	24.5	14.6	2.3	1180	196
Green-Black pool	---	2.8	---	43	11	27	3.5	32	347	280

Los suelos vaporizantes son áreas más o menos extensas donde, al amanecer o al excavar un poco, se puede apreciar el desprendimiento difuso de vapor. Estas son manifestaciones secundarias de un reservorio; se trata de agua del subsuelo evaporada por transferencia conductiva de calor del reservorio.

La alteración hidrotermal es el proceso por el cual las fases sólidas originales de la roca son transformadas o sustituidas por otras, debido a la acción de los fluidos de alta temperatura. La alteración es argilítica o propilítica. La primera ocurre en las zonas de descarga de los reservorios, a temperaturas moderadas y en ambientes ácidos. El mineral más abundante es la caolinita, aunque también puede haber alunita y otras arcillas. La reacción de metamorfismo hidrotermal es la siguiente:



La segunda es típica del reservorio, a temperaturas del orden de 250 C o más. Incluye minerales como epidota, clorita, calcita y cuarzo.

Los estudios de campo de geología estructural, cuyo objetivo es comprender las relaciones geométricas entre las rocas y las unidades geológicas, son muy importantes. La comprensión de la distribución tridimensional de fallas, contactos y fracturas es, probablemente, el aspecto más importante para programar las terminaciones de los pozos. En las etapas iniciales de exploración, cuando no se cuenta con pozos perforados o estos son escasos, la geometría del subsuelo debe inferirse a partir de la distribución superficial de los rasgos estructurales, con el apoyo de los estudios geofísicos, que se describirán más adelante. Las secciones verticales se usan ampliamente para mostrar gráficamente la geometría del subsuelo. Actualmente existe 'software' muy útil para facilitar este trabajo.

Otro aspecto importante de la geología estructural es el análisis de esfuerzos, que permite resolver las direcciones de máxima y mínima compresión, con base en el análisis detallado de levantamientos estructurales por estaciones. Uno espera que las estructuras más permeables tengan una dirección perpendicular a la mínima compresión. La geomecánica, disciplina relativamente nueva, tiene por objeto el responder de una manera cuantitativa los tópicos relacionados con la dirección e intensidad de los esfuerzos.

Los aspectos vulcanológicos deben considerarse con especial cuidado. El mapa geológico debe incluir los edificios y rasgos volcánicos, su edad y composición mineralógica; así como las estructuras de tipo caldérico. Los reservorios geotérmicos de alta temperatura están asociados a volcanes o calderas con edades del orden de 50 mil años y, en todo caso, edades máximas de 200 mil años. Un estudio detallado de la geoquímica de las rocas volcánicas asociadas a estas erupciones, especialmente las ignimbritas, puede dar información útil acerca del tamaño y composición de la cámara magmática que dio origen a los eventos volcánicos.

Estudios geofísicos

Los estudios geofísicos son un apoyo indispensable para un mejor conocimiento de la estructura de interior de la Tierra, especialmente en las primeras etapas de la exploración, cuando no se cuenta con perforaciones profundas.

Existe una gran variedad de métodos geofísicos. En geotermia los más comunes son los estudios de resistividad del subsuelo, los gravimétricos y magnetométricos, así como los sismológicos. Una mención especial merecen los estudios termométricos y de flujo de calor, ya que son éstos los que se relacionan directamente con el tipo de anomalías que nos interesan.

Potencial espontáneo

Vale la pena mencionar brevemente el método conocido como autopotencial o polarización espontánea, que es un método pasivo, ya que registra una señal natural del terreno, no provocada deliberadamente. El trabajo de campo consiste en medir el potencial natural del terreno mediante un par de electrodos y un voltímetro. Aunque no existe una teoría satisfactoria que explique las variaciones naturales del potencial, éstas se atribuyen a fenómenos electroquímicos del subsuelo. La experiencia indica que los valores de potencial en zonas geotérmicas son relativamente grandes, debido, muy probablemente, al 'halo' de alteración argilítica. Este método puede ser muy útil en las etapas tempranas de la exploración y prospección de campos geotérmicos, cuando se cuenta con recursos limitados de personal, dinero y equipo.

Resistividad. Métodos de corriente directa

La resistividad de la parte más superficial de la corteza terrestre varía enormemente de un lugar a otro, en un rango de 10^{11} ohm-m a 10^{-1} ohm-m. Las bajas resistividades están asociadas a la presencia de agua y de alteración hidrotermal y, en menor abundancia, a yacimientos metalíferos.

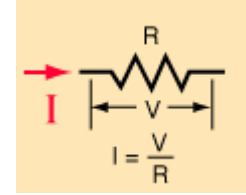
La experiencia indica que existen anomalías de baja resistividad asociadas a los reservorios geotérmicos. Esto se debe al 'halo' de alteración argilítica que se produce en el techo de los reservorios, zona de descarga natural del fluido geotérmico.

LEY DE OHM

La ley de Ohm afirma que la corriente que fluye por un conductor es directamente proporcional al potencial aplicado e inversamente proporcional a la resistencia a través del conductor. Es decir:

$$I = \frac{V}{R}$$

Donde la unidad de corriente es el ampere, la del potencial, el volt y la de resistencia, el ohm.



RESISTIVIDAD ELECTRICA

La resistividad eléctrica, simbolizada por la letra griega ρ , se define como resistencia de un conductor dividida por el inverso de unidad de área y por unidad de longitud. Se considera el inverso de la unidad de área, porque la resistencia del material es menor a mayor área. Cuantitativamente se expresa como la resistencia del material (R) multiplicada por el área de su sección transversal (A) y dividida por su longitud (l); $\rho = (R \cdot A) / l$. La unidad en el sistema internacional es el ohm-m.

El inverso de la resistividad es la conductividad eléctrica (σ) y su unidad respectiva es el Siemens sobre metro, S/m. Sin embargo, en la práctica geofísica se usa más bien la resistividad, aunque el agua se caracteriza por su conductividad.

Existen varias técnicas para medir la resistividad del subsuelo. Estas se pueden dividir en dos grandes grupos: métodos eléctricos y métodos electromagnéticos. En años recientes, estos últimos tienden a desplazar a los primeros, más tradicionales y menos desarrollados tecnológicamente. Los métodos electromagnéticos, a su vez, pueden ser activos (deliberadamente se introduce una perturbación en el terreno) o pasivos (se miden y registran señales que ocurren espontáneamente en el terreno).

Entre los métodos eléctricos los más usados en prospección geotérmica son los sondeos eléctricos verticales (SEV), también conocidos como sondeos tipo Schlumberger, y los sondeos dipolo-dipolo. En ambos casos se usa un par de electrodos para introducir una señal de corriente eléctrica variable de muy baja frecuencia, lo que permite considerarla de hecho como una corriente directa y despreocuparse de los fenómenos de inducción magnética; y otro par de electrodos para medir las variaciones del voltaje producidas por la corriente. Esta señal de voltaje se traduce en una medición de la resistividad aparente del terreno, mediante el uso de las leyes de la electricidad. La diferencia entre ambos consiste en la manera como se configura el arreglo de los electrodos.

En el campo, normalmente se realizan series de sondeos a lo largo de líneas predeterminadas, en direcciones perpendiculares, con las cuales se construyen secciones verticales de resistividad aparente, como la que se muestra en la figura 3.3.

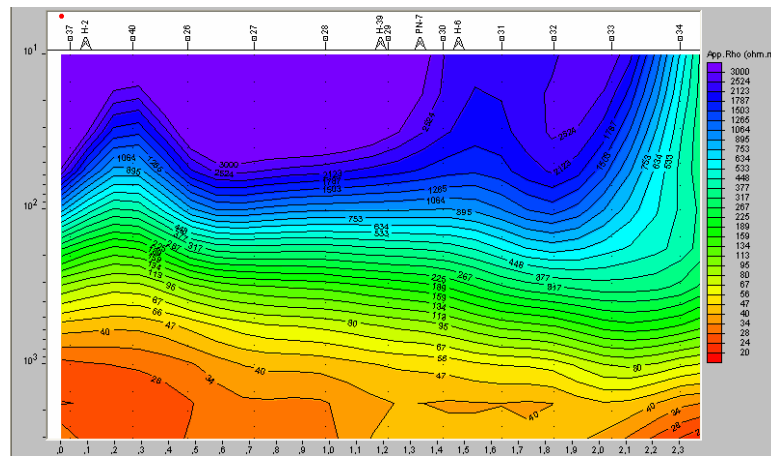


Fig. 3.3 Perfil de resistividad

Otro arreglo usado con frecuencia es el Dipolo-Dipolo. Los electrodos de corriente y los electrodos de medición del voltaje mantienen una misma abertura entre ellos y lo que varía es la distancia entre ambos pares de electrodos, en múltiplos de la separación entre electrodos, a lo largo de la línea de sondeo. Este arreglo es especialmente útil para detectar variaciones laterales de la resistividad. Además, la logística de campo es más sencilla, pues no se utilizan grandes longitudes de cable, como en los sondeos eléctricos verticales.



Existen otros arreglos menos usados, como el de Werrner, el Polo-Dipolo, etc., que no presentamos en este manual.

La tendencia actual va en el sentido de sustituir estos métodos eléctricos tradicionales, por los electromagnéticos.

Resistividad. Métodos electromagnéticos.

Los métodos más usados en prospección geotérmica son el 'electromagnético en dominio de tiempo' (TDEM, time domain electromagnetics) y el 'magnetotelúrico' (MT). En el primer caso, se induce deliberadamente un campo electromagnético en el subsuelo; el segundo, es un método pasivo, que registra las variaciones naturales de los campos electromagnéticos del subsuelo.

El sondeo TDEM, se basa en las leyes de la inducción electromagnética, descubiertas parcialmente por Faraday sistematizadas por Maxwell. Conforme a estas leyes, una corriente eléctrica variable induce un campo magnético y, viceversa, un campo magnético variable, induce una corriente eléctrica. El arreglo de un sondeo TDEM consiste en un cable que forma un 'rizo' (loop), que tiende sobre el terreno, por el que se hace pasar un pulso de corriente eléctrica, que genera un campo electromagnético primario. Al momento de interrumpir el pulso, se generan corrientes eléctricas de inducción secundarias en el subsuelo, junto con su campo magnético asociado. Por otra parte, se tiene una bobina receptora

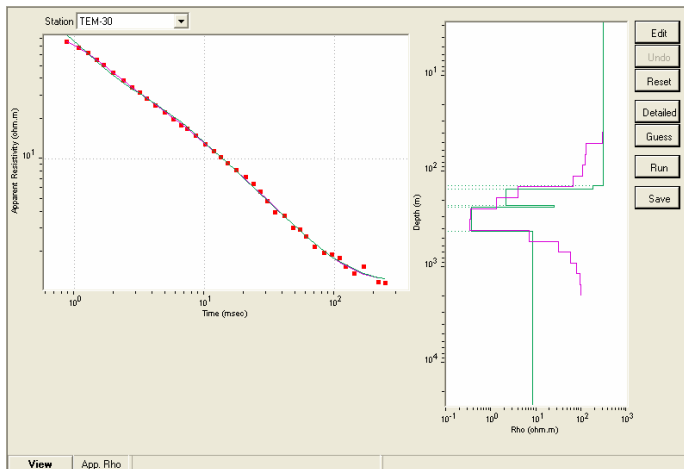


Figura 3.4. Curva de decaimiento de un sondeo TDEM

que detecta el campo magnético secundario. Las corrientes y campo magnético secundarios decaen en fracciones de segundo, debido su difusión a través de la formación. La tasa de difusión y, por ende, la curva de decaimiento contra el tiempo, dependen, entre otras cosas, de la resistividad de la formación (Fig. 3.4).

De manera similar al caso de los sondeos eléctricos, con la información de campo se construyen secciones verticales de resistividad aparente.

Las ventajas del sondeo TDEM con respecto al sondeo eléctrico tradicional, son varias. Entre ellas:

- El operativo de campo es más sencillo. La amplitud del 'rizo' es mucho menor que la profundidad que se desea alcanzar.
- Por lo mismo, es posible tener una mejor resolución lateral de los cambios de resistividad; lo cual es importante en la prospección geotérmica.
- No se tienen problemas cuando la superficie del terreno es resistiva, ya que la corriente eléctrica a profundidad es inducida.

Por estas razones, los sondeos TDEM tienden a desplazar las viejas técnicas geoelectricas.

Interpretación de los perfiles de resistividad aparente

Lo que el explorador obtiene cuando realiza un sondeo en el campo es la medición de la resistividad promedio de un cierto volumen del subsuelo; por ello se le llama resistividad aparente. Mientras mayor sea la abertura de los electrodos de corriente, en el caso de sondeos eléctricos; o el perímetro del 'rizo' en los TDEM, mayor será el volumen promediado por la medición. En el caso de que el subsuelo esté formado por dos capas litológicas horizontales, es sencillo relacionar la resistividad aparente del sondeo, con la real de cada una de las capas. Cuando la abertura entre electrodos es menor que el espesor de la primera capa, obtendremos la resistividad real de esta capa. Conforme espaciamiento de los electrodos se va haciendo mayor, el sondeo refleja, primero, la resistividad de ambas capas; posteriormente la contribución de la capa más somera deja de tener importancia y el sondeo se acerca, de manera asintótica, a la resistividad real de la segunda capa. Sin embargo, en la naturaleza difícilmente se da una situación así de simple. Normalmente, el subsuelo presenta múltiples capas y éstas, no son

perfectamente horizontales ni de espesor constante. Para poder lidiar con esta situación, el explorador realiza sondeos múltiples a lo largo de trayectorias paralelas y perpendiculares, con los que construye secciones verticales de resistividad aparente. Después recurre a modelos bidimensionales o tridimensionales, mediante los cuales simula la resistividad real de las capas del subsuelo para obtener perfiles de resistividad aparente sintéticos, lo más similares posible a los obtenidos en campo. Este procesado de los datos de campo tiene dos limitantes: primero, el modelo de capas escogido debe ser un reflejo realista de la configuración del subsuelo; sin embargo, en las primeras etapas de la exploración normalmente no se tiene un conocimiento detallado del subsuelo, por carecer de perforaciones exploratorias. Segundo, aún teniendo un conocimiento razonable del subsuelo, existen múltiples 'modelos' que satisfacen el criterio de similitud con los datos obtenidos en campo, ya sea que se utilicen técnicas de inversión o modelado directo. Las técnicas de inversión consisten en establecer los parámetros de un modelo supuesto y, mediante un algoritmo, hacer variar sistemáticamente estos parámetros hasta obtener un buen ajuste entre los resultados del modelo y los datos observados. Por ello, es muy importante que la interpretación de los datos de resistividad vaya, todo el tiempo, de la mano del conocimiento que se tenga de la geología del subsuelo.

Por lo general, una vez que se tiene la curva de resistividad aparente del sondeo, se aplica la inversión de Occam, para obtener el perfil de resistividad en función de la profundidad. Este algoritmo de inversión se fundamenta en el criterio de obtener un modelo de capas que sea lo más simple y suave posible; sin que se introduzcan demasiadas capas o se pierdan rasgos importantes del sondeo. Además, no se requiere la propuesta de un modelo previo de capas para iniciar el algoritmo, como en otras técnicas, lo cual evita el introducir rasgos arbitrarios a la interpretación del sondeo.

Método magnetotelúrico

El método magnetotelúrico (MT) consiste en medir los campos electromagnéticos naturales con el objeto de conocer la estructura eléctrica del subsuelo. Es un método pasivo, ya que las señales electromagnéticas no se inducen de manera deliberada.

La fuente natural de estas señales, por arriba de 1 Hz, son las tormentas eléctricas que ocurren en toda la atmósfera de la Tierra. En el caso de frecuencias inferiores a 1 Hz, las señales se originan por corrientes en la magnetosfera provocadas por el viento solar.

Estos campos electromagnéticos (EM) se comportan como ondas planas a incidir en la superficie de la Tierra. La mayor parte de la energía se refleja, pero una parte se propaga verticalmente al interior de la Tierra. La amplitud, la fase y la relación entre las direcciones de los campos eléctricos y magnéticos en la superficie dependen de la distribución de la conductividad eléctrica (o

inversamente la resistividad) del interior de la Tierra, desde unas pocas decenas de metros hasta profundidades del manto superior.

El equipo de campo consiste de magnetómetros con el rango de frecuencia requerido por el estudio y pares de electrodos para registrar el campo eléctrico, colocados en el sitio con un arreglo adecuado, además de amplificadores y filtros de señal, registradores digitales y equipo de procesado. El registro de la señal en cada sondeo, debido a la baja intensidad de los campos EM y a la interferencia de ruido natural y antropogénico, es tedioso y requiere de 12 a 24 horas o más. El procesado se realiza en dominio de frecuencia y no de tiempo, porque la teoría es más sencilla en el primer caso. Por eso, el procesado se inicia aplicando la transformación de Fourier, a partir de la cual se obtienen las impedancias del terreno, en función de la frecuencia, dirección y posición de las ondas incidentes.

De las impedancias así obtenidas se obtiene la conductividad o resistividad eléctrica del subsuelo, en función de la posición y profundidad, con la ayuda de modelos unidimensionales, bidimensionales y tridimensionales, aunque estos últimos, por su complejidad, son menos confiables. Estos modelos deben ser congruentes con el conocimiento que se tenga de la geología del subsuelo.

Los métodos TDEM y MT reutilizan con la misma finalidad de obtener la estructura eléctrica del subsuelo. Probablemente el MT sea preferible, por su capacidad de penetración, por la facilidad de la logística en lugares remotos y de difícil acceso y, sobre todo, si se desean mediciones tensoriales para un mejor y más detallado modelado. El método TDEM debe elegirse cuando el costo del MT sea inaceptable, sobre todo en casos en que se desean mediciones escalares en una zona amplia; así como en el caso en que el ruido antropogénico haga imposible el registro de las señales MT.

Gravimetría

La prospección gravimétrica se fundamenta en la observación experimental de que la intensidad del campo gravitacional de la superficie terrestre presenta variaciones pequeñas, que pueden ser detectadas con instrumentos de precisión. Estas 'anomalías' gravimétricas se originan por variaciones en la masa de la corteza terrestre, debidas a rasgos litológicos y estructurales. La intensidad promedio del campo gravitacional (en su componente vertical) de la tierra está dada por la expresión:

$$g = G \cdot (M_t / R_t^2);$$

donde G es la constante de gravitación, M_t la masa de la Tierra y R_t , su radio. A nivel del mar, en el ecuador, tiene un valor de $9,780326771 \text{ m/s}^2$, según el World Geodetic System 1984 (WGS-84).

En la práctica, se utiliza el sistema cgs, debido a que las anomalías gravimétricas son pequeñas. Por definición un 'gal' es igual a una aceleración de 1 cm/s^2 . Las anomalías tienen, por lo general, valores del orden de miligales.

Para contar con una referencia universal con la cual comparar las mediciones de campo, es necesario definir una superficie equipotencial del campo gravitacional. Esta superficie se conoce como el 'geoide' y coincide, en cierta manera, con la superficie de los océanos y su prolongación virtual en los continentes. En el cálculo del geoide se considera, por un aparte, el hecho de que la Tierra no es una esfera perfecta, sino un esferoide o elipsoide achatado por los polos; por otra parte, se toma en cuenta la fuerza centrífuga debida a la rotación. Esta fuerza depende de la latitud y actúa en sentido contrario a la fuerza gravitacional. El geoide de referencia aceptado oficialmente en México es el WGS-84, que incluye los parámetros que definen la forma del elipsoide, la velocidad angular, la masa del elipsoide y un modelo gravimétrico detallado. El marco de referencia WGS-84 es consistente con el International Terrestrial Reference Frame 1992 (ITRF-92), que se usa en los levantamientos topográficos.

Los estudios de detalle se llevan a cabo con gravímetros portátiles, haciendo lecturas en estaciones predeterminadas, a lo largo de ciertas trayectorias. En estos casos, es indispensable el realizar un levantamiento topográfico de precisión de manera simultánea, para poder corregir los valores de gravedad leídos, a un mismo nivel de referencia, como se verá a continuación. Cuando el estudio es de carácter regional, los levantamientos se hacen con equipo instalado en una aeronave. Los gravímetros miden la componente vertical de la intensidad del campo gravitacional.

Los datos de campo, para poder ser interpretados, deben corregirse de tal manera que los valores de gravedad tengan una referencia normalizada. De otra manera, alguno o varios de estos efectos pueden ser dominantes e impedir que las anomalías puedan ser observadas. Estas correcciones son:

- Latitud
- Altitud
- Efecto Bouguer
- Efecto topográfico
- Mareas

La corrección por latitud, debido a que el geoide no es una esfera perfecta, se aplica al moverse en dirección Norte-Sur, a lo largo de la trayectoria del levantamiento. La corrección, por cada km recorrido, es la siguiente:

$$dg/ds = 0,817 * \text{sen}2\phi \text{ mgal/km};$$

donde ϕ es el ángulo formado entre la estación base y la estación observada. Este valor debe sumarse o restarse, según que la estación observada esté a una latitud mayor o menor de la base. Si deseamos una precisión de 0,01 mgal, debemos determinar la posición con una precisión de 12 m.

La corrección por altitud, también llamada de 'corrección de aire libre' toma en cuenta la variación de campo gravitacional cuando la estación observada está a una altura diferente de la base (normalmente el nivel del mar). La fórmula es la siguiente:

$$dg = -(2g/R)$$

y es del orden de -0,308 mgal/m en el ecuador. Si deseamos una precisión de 0,01 mgal, entonces debemos determinar la altura con una precisión de 3,2 cm.

La corrección de Bouger es la que posee una mayor dificultad conceptual y puede llevar a la elaboración de planos de anomalía gravimétrica ajenos a la realidad geológica. Normalmente, un levantamiento gravimétrico se realiza sobre la superficie del terreno. Cuando la topografía cambia de manera gradual, las estaciones localizadas en partes altas estarán afectadas por un exceso de masa con respecto a las localizadas en valles o depresiones. Si queremos referir todas las estaciones a un mismo nivel base, es necesario efectuar una corrección que tome en cuenta esa masa. Es importante aclarar que, cuando los cambios topográficos son abruptos, además de la corrección de Bouger es necesario hacer una corrección topográfica, que veremos más adelante.

La corrección se lleva a cabo suponiendo un bloque horizontal infinito, cuyo espesor es igual a la diferencia en altitud entre la estación observada y el nivel de referencia. La atracción gravitacional de dicho bloque está dada por la expresión:

$$g_z = 2\pi G\rho\Delta z;$$

donde ρ es la densidad del bloque. El escoger la densidad apropiada del bloque es el aspecto más importante de esta corrección, sobre todo si se desconoce la litología de subsuelo o ésta es compleja. Si se usa un valor muy bajo de densidad, la anomalía de Bouger que se obtenga será una imagen fiel de la topografía; mientras que, si el valor es muy alto, se obtendrá una imagen refleja de la topografía. Para evitar esto, se debe intentar la corrección un valor de densidad que sea representativo del valor promedio de la litología dominante en la zona del estudio e ir ajustando este valor, hasta obtener un perfil que no se correlacione con la topografía.

Cuando el terreno tiene una topografía abrupta, el modelo de bloque horizontal infinito no resulta satisfactorio. En ese caso, hay que hacer una corrección detallada de los excesos y defectos de masa, debidos a los cambios topográficos, con respecto a la superficie del bloque de Bouger. En prospección geotérmica es común el encontrarse con una situación así, ya que los campos geotérmicos están asociados a estructuras volcánicas.

Por último, se deben corregir los efectos de las mareas. A semejanza de los océanos, la corteza terrestre está sujeta a deformaciones por efecto de la atracción gravitacional de la Luna y el Sol. Estos efectos son del orden de 0,1 mgal, por lo que en estudios de detalle deben ser tomados en cuenta. Cuando el área de estudio es pequeña, se puede suponer que los efectos de las mareas

dependen linealmente del tiempo y la corrección será similar a la corrección por deriva propia del instrumento.

Una vez realizadas todas estas correcciones, se obtiene el mapa de anomalía de Bouger, que refleja las variaciones de densidad del subsuelo y que servirá de base para el modelado numérico y la interpretación.

El modelado de las anomalías gravimétricas no tiene una solución única. Esto se puede visualizar intuitivamente con un modelo imaginario consistente en un estrato somero cuya densidad varía espacialmente en 'x' y 'y', de tal manera que reproduzca la anomalía observada. Esto, desde luego, es un artificio matemático, pero ilustra la magnitud del problema. Por ello, un buen modelado gravimétrico dependerá del conocimiento geológico que se tenga de la zona de estudio. El primer paso en el modelado es la obtención de la anomalía de Bouger residual. Las observaciones de campo indican que existe una cierta correlación directa entre la magnitud y la amplitud espacial de una anomalía gravimétrica. Esto implica que, si deseamos determinar la naturaleza de una anomalía local, es necesario primero restar el efecto de la anomalía regional en la que se encuentra inmersa. El procedimiento impone un reto al investigador, pues debe definir que entiende por regional y que, por local; es decir, la escala del problema. Aquí, también, un conocimiento adecuado de la geología es de gran importancia. Una vez conceptualizado el modelo, se pueden aplicar diversos métodos numéricos para restar la anomalía regional.

Como última etapa, se llevará a cabo el modelado numérico de la anomalía de interés, que consiste en proponer la geometría y localización del cuerpo geológico causante de la anomalía residual. Este puede realizarse con técnicas directas o inversas. Con la actual disponibilidad de equipo de cómputo y de algoritmos apropiados, las técnicas de inversión se han vuelto más accesibles.

Magnetometría

La Tierra posee un campo magnético estacionario, que en la superficie terrestre puede ser representado, con buena aproximación, por un campo magnético bipolar. Este campo se produce por varias fuentes; la más importante es el llamado 'geodinamo magnético', que se origina por la convección de minerales líquidos eléctricamente conductivos, en la porción externa del núcleo terrestre. Otras fuentes son la magnetización de la corteza terrestre y varias fuentes exteriores, como la ionósfera, la corriente de anillo y la magnetopausa.

La contribución de la corteza es importante en el contexto de la exploración de recursos naturales como la energía geotérmica. Esta contribución se debe a la presencia de concentraciones anómalas de minerales magnéticos, como la magnetita, y puede ser inducida o remanente. La magnetización inducida se debe a que, por la presencia del campo magnético primario, los minerales susceptibles de magnetización se alinean en el sentido del campo magnético principal. Dependiendo de la posición relativa del observador con respecto al campo

principal, el pequeño dipolo inducido se añade o se sustrae a dicho campo principal. La magnetización remanente es similar a la anterior; se diferencian en que, una vez que el campo magnético principal desaparece, el remanente permanece mientras que la inducida también se desvanece. La magnetización remanente se origina por la presencia de minerales ferromagnesianos que dan lugar a dipolos permanentes, lo cuales se formaron al momento en que la roca fundida se cristalizaba; su orientación depende, desde luego, de la orientación del campo principal al momento de la cristalización.

El campo magnético de la Tierra varía con el tiempo, lo que se conoce como variaciones seculares. La escala de tiempo puede variar de un día a miles de años. Las variaciones diurnas son del orden de 30 nT, pero pueden llegar a valores de 1000 nT, cuando los vientos solares son intensos. En esos casos, es necesario corregir estas variaciones en los valores observados durante un levantamiento.

La polaridad del campo magnético también presenta inversiones, en periodos que varían de miles a millones de años. Actualmente el polo norte magnético casi coincide con el polo sur geográfico, con una desviación del orden de 11° .

Los campos magnéticos y gravimétricos se conocen como campos potenciales pues comparten ciertas propiedades físicas que los hacen conservadores: las funciones integrales de trabajo son independientes de la trayectoria de integración. Gracias a esta semejanza, mediante ciertas técnicas matemáticas es posible reducir las anomalías magnéticas bipolares a monopolares, es decir, hacerlas semejantes a las anomalías gravimétricas y, así, poder utilizar las mismas herramientas matemáticas en ambos tipos de anomalías.

En la prospección geofísica se mide el campo magnético total de la superficie terrestre, ya sea mediante estaciones terrestres o mediante vuelos. Los levantamientos aéreos tiene la ventaja de reducir la influencia de las anomalías superficiales. Ahora bien, en el caso en que las anomalías magnéticas son pequeñas en comparación con el campo magnético de la Tierra, el campo total de la anomalía es casi igual a la componente de dicha anomalía en la dirección del campo terrestre.

En los levantamientos se utiliza un magnetómetro; los actuales se basan en el fenómeno de la precesión protónica. La unidad del Sistema Internacional para medir la intensidad del campo magnético es el Tesla. Un magnetómetro tiene una sensibilidad del orden de 0,1 a 1 nanotesla. En el pasado se usaba con frecuencia la unidad 'gama' que es equivalente a un nanotesla.

En los levantamientos terrestres es importante definir el intervalo entre estaciones, en función del detalle que se desea obtener. Por otra parte, tanto en los levantamientos terrestres como en los aéreos, si la duración es larga, es necesario corregir la variación temporal del campo. Lo más sencillo es mantener un magnetómetro fijo en una estación base que registre las variaciones temporales, las cuales se deberán sustraer a las registradas en las estaciones de observación. Si se dispone de un solo aparato, es necesario realizar mediciones periódicas en

la estación base, en intervalos que sean congruentes con la magnitud de las anomalías que se desea observar y de las variaciones temporales.

Una vez que se tiene el plano de intensidad de campo total, se pueden realizar una serie de tratamientos matemáticos, semejantes a los aplicados a la anomalía de Bouger. Finalmente, se procede al modelado numérico, con las mismas reservas que en el caso de la gravimetría.

El objetivo final de los estudios gravimétricos y magnetométricos es el poder conocer mejor la estructura tridimensional del subsuelo e identificar cuerpos cuyas características sean de importancia para el objeto de la prospección, por ejemplo, intrusivos o cuerpos mineralizados.

Sismología

La prospección sismológica se divide en dos grandes grupos. Primero, la llamada sísmica de reflexión que se utiliza como herramienta básica en la prospección petrolera y que consiste en provocar artificialmente ondas sísmicas en el subsuelo, mediante explosivos o vibradores. Al medir y registrar la componente reflejada de estas ondas, se puede obtener información valiosa de la estructura del subsuelo. En geotermia, este tipo de prospección se ha usado poco, por su costo y porque en ambientes volcánicos no existen horizontes reflectores bien definidos.

El tipo de prospección útil en geotermia es el registro de la microsismicidad natural del terreno.

Los sismos son producidos por el paso de ondas elásticas a través de las rocas de la Tierra. Estas ondas se originan por la liberación repentina de energía en el subsuelo, ya sea por el esfuerzo de una deformación liberado súbitamente, por una intrusión magmática, por colapso de una estructura geológica, etc.

Las ondas sísmicas se dividen en dos grupos: las que se propagan a través de la masa de las rocas y las que viajan por la superficie. Estas últimas no son útiles en la prospección de recursos naturales; sin embargo, su estudio es importante pues son las causantes principales de las sacudidas de las estructuras construidas por el hombre, a distancias considerables del epicentro. Un claro ejemplo del poder devastador de estas ondas es el sismo de 1985 de la Ciudad de México.

Las ondas que viajan por la masa de la roca se dividen, a su vez, en ondas primarias (P) y secundarias (S). Las ondas P son ondas compresivas, similares a las ondas de sonido, en las que el movimiento oscilatorio de las partículas es en la misma dirección que la propagación de la onda. En las ondas S la dirección del movimiento oscilatorio de las partículas es perpendicular a la dirección de propagación de la onda. Las ondas P viajan a mayor velocidad que las S y, en fluidos, las ondas S no se pueden propagar.

La velocidad de propagación de la onda sísmica depende de las propiedades mecánicas de la roca como, compresibilidad, rigidez, densidad, etc. Cuando la

onda encuentra una interfase entre rocas con diferentes propiedades se refleja y refracta, de una manera que puede ser complicada. Una onda P incidente puede dar lugar a ondas P y S reflejadas y refractadas; las ondas S incidentes pueden dar lugar a fenómenos semejantes.

La actividad sísmica se registra mediante sismómetros y sismógrafos. Los equipos digitales de tres componentes (x,y,z) son los más adecuados para estudios exploratorios. Los sensores pueden medir la velocidad del movimiento del terreno o la aceleración. Estos últimos son mejores pues pueden registrar sismos en un rango grande de magnitudes sin que se saturen.

La actividad sísmica se mide en escalas de intensidad y de magnitud. Las escalas de intensidad se refieren a los daños causados por un sismo y no se basan en algoritmos cuantitativos. La más conocida es la de Mercalli. La magnitud, en cambio, es proporcional a la cantidad de energía liberada por un sismo. La escala más conocida es la de Richter, que consiste en una escala logarítmica que mide la máxima amplitud de onda registrada en un sismógrafo estandar a una distancia de 100 km del epicentro. Mediante fórmulas empíricas se corrige la amplitud medida a diferentes distancias de epicentro.

En los estudios de microsismicidad es necesario instalar una red local con, al menos, unas seis estaciones. Para ubicar un sismo con suficiente exactitud es necesario que se registre en, al menos, tres estaciones y que el epicentro se localice dentro del perímetro cubierto por la red.

Cuando se dispone de suficiente información de calidad, es posible interpretar el mecanismo focal que produjo el sismo e inferir la geometría del plano de falla, con base en la distribución de la dirección de llegada de las ondas P a la superficie del terreno.

Por otra parte, cuando se cuenta con un historial de microsismos es posible obtener un modelo tridimensional detallado de distribución de velocidades de propagación de la onda en las rocas objeto del estudio. A su vez, este modelo de velocidades debe guardar cierta relación con la estructura geométrica de subsuelo y las propiedades físicas de las rocas. Este tipo de análisis se conoce como tomografía sísmica. Con esta técnica es posible conocer mejor la estructura tridimensional de un yacimiento geotérmico e, incluso, determinar los cambios producidos por la explotación. Existen pocos ejemplos de aplicación de esta técnica a casos concretos.

Flujo de calor

El crecimiento de la minería en los siglos XVI y XVII, por la extracción de plata, y en el siglo XVIII, por el carbón, impulsó la excavación de lumberras y galerías a varios cientos de metros de profundidad. Con ello, se tuvo la primera evidencia

directa de que la temperatura de la Tierra aumenta con la profundidad, en cualquier localidad en la que se excave. Se tiene noticia de que la primera medición con termómetro en el interior de una mina fue realizada por De Gesanne el año de 1740 en Francia.

Actualmente se cuenta con un gran número de mediciones de temperatura y flujo de calor en pozos en todo el mundo. En zonas al interior de las placas tectónicas, es decir, geológicamente estables, el gradiente térmico es del orden de 0,01 a 0,03 C/m. Según Pollack, el flujo de calor promedio de la corteza oceánica es de 101 mW/m², el de los continentes de 65 mW/m² y el promedio global de 87 mW/m². Con estos datos se obtiene que el flujo de calor total de la superficie del globo terráqueo es de 44,2 TW.

Los primeros intentos de explicar el régimen térmico del interior de la Tierra fueron de Lord Kelvin en el siglo XIX. En realidad, Kelvin pretendía determinar la edad de la Tierra, en el contexto de las discusiones generadas por la teoría de la evolución de las especies de Darwin. Para el cálculo, Kelvin supuso que la Tierra, a partir de una cierta temperatura inicial, se había enfriado paulatinamente al difundirse el calor del interior hacia la atmósfera. Estimó que la edad de la Tierra era del orden de 20 a 40 millones de años. Aunque las conclusiones fueron notoriamente erróneas, el trabajo fue importante al señalar que la condición térmica de la Tierra ha sido variable y que debe haber congruencia entre las leyes de la física y la geología. En tiempos de Kelvin el fenómeno del decaimiento radiactivo era totalmente desconocido. Ahora sabemos que el error fundamental de Kelvin fue el suponer que no se generaba calor en el interior de la Tierra, básicamente por el decaimiento de los isótopos radiactivos de los elementos presentes en el manto y, en menor medida, en la corteza. Se ha estimado que el calor generado por este mecanismo es del orden de 27,5 TW. Esto significa que existe una diferencia negativa de 16,7 TW, con respecto al total del flujo de calor de la Tierra y, por ende, esta se enfría paulatinamente. Anualmente la Tierra pierde 526,7 millones de TJ de calor de su interior, cantidad comparable a la producción total de energía primaria en el mundo en 2003, que fue de 443,8 millones de TJ.

Los estudios de gradiente de temperatura y flujo de calor son los más directamente enfocados a explorar anomalías térmicas, comparados con otros métodos geofísicos. Sin embargo, como se requiere hacer perforaciones, el costo es mayor. Precisamente en este punto reside el diseño de una prospección que dé resultados y sea viable económicamente. Las dos variables de problema son: el número de pozos y la profundidad. Lamentablemente existe un conflicto entre ambas que es difícil de resolver. Podemos optar por realizar muchas perforaciones someras y cubrir, así, un área grande de estudio; pero con el riesgo de obtener resultados pobres, que no ayuden realmente en la ubicación y diseño de los pozos exploratorios profundos. Como alternativa, podemos perforar pocos pozos más profundos, cubriendo así menos área, y con el riesgo de pasar por alto las anomalías que buscamos.

Los criterios de diseño de los pozos de gradiente de temperatura son los siguientes. El diámetro final de pozo debe ser lo más pequeño posible, típicamente del orden de 5 cm, cuidando que la sonda de medición pueda pasar libremente. El pozo debe estar aislado hidráulicamente de la formación en toda su longitud. Estas dos condiciones tienen por objeto evitar la convección en el interior del pozo, que afectaría a una correcta medición del gradiente. La profundidad mínima de los pozos debe ser tal que las variaciones diurnas y estacionales de la temperatura ambiente no afecten la medición. Como regla general, se puede recomendar una profundidad mínima de 10 a 20 m. La presencia de acuíferos potentes puede alterar significativamente el patrón de flujo vertical de calor; ya que estos transportan lateralmente grandes cantidades de calor, en la dirección del flujo subterráneo. En estos casos, para obtener resultados confiables, es preciso que los pozos se perforen por debajo de los acuíferos.

Una vez construido el pozo, se debe dejar un lapso de tiempo para que la columna de agua al interior del pozo alcance el equilibrio térmico con la formación. Esto puede durar horas o días. En la práctica, lo que hay que hacer es correr registros de temperatura de manera periódica, hasta observar que no existan variaciones. Otra posibilidad es extrapolar los resultados de un registro a condiciones de equilibrio, mediante algoritmos más o menos complicados. El más usado es el conocido como método de Horner.

Los perfiles de temperatura muestran típicamente intervalos donde el gradiente es positivo, zonas donde es pequeño o nulo y, ocasionalmente, zonas donde se vuelve negativo. Las zonas de gradiente pequeño o nulo corresponden a estratos saturados de agua, donde la convección vertical del fluido en tiempos geológicos hace que la temperatura sea uniforme. Las inversiones pueden deberse a la presencia de acuíferos potentes o al hecho de que se ha pasado por un pico de temperatura debido a un acuífero termal y se regresa al gradiente normal de la formación.

Si, además de la medición del gradiente térmico, se desea determinar el flujo de calor, es necesario conocer la conductividad térmica de la formación en el intervalo de interés. Esto se puede hacer de dos maneras: primero, recurriendo a los datos disponibles en la literatura y usar el que más convenga al caso; segundo, obtener un núcleo de la formación durante la perforación y medir su conductividad en el laboratorio, en condiciones similares a las reales. Obviamente el segundo método es mejor, pero mucho más caro. Por ello, se recomienda que en una prospección normal, cuya finalidad sea el descubrimiento de yacimientos geotérmicos, se utilicen valores convencionales obtenidos de datos publicados. Lo segundo se justifica sólo en caso de estudios de carácter científico.

Estudios geoquímicos

Los estudios de prospección geoquímica pueden dividirse en dos grandes grupos. El primero consiste en determinar las propiedades químicas de las manifestaciones geotérmicas, manantiales, fumarolas, pozas ácidas, así como

caracterizar los productos de alteración hidrotermal o de depositación. Estos estudios son los más comunes y los que generalmente se llevan a cabo. Otro grupo consiste en determinar, en un área relativamente grande, la presencia de algún elemento traza o de algún gas o compuesto volátil, en el suelo. Para ello, se diseña una malla y se colocan detectores o se hacen mediciones en cada nodo.

Generalmente los yacimientos geotérmicos no son sistemas cerrados, por lo que existen descargas superficiales en forma de manantiales, fumarolas, pozas ácidas o suelos vaporizantes.

Se suele catalogar a los manantiales como: a) templados, b) calientes y c) hirvientes.

Los manantiales templados son aquellos cuya temperatura no excede de 45 C. La concentración de sales es baja y el tipo es bicarbonatado. Estos manantiales están asociados a sistemas termales de temperaturas bajas o moderadas y que no están relacionados con intrusiones magmáticas. En la tabla 3.1 a continuación se muestran ejemplos de este tipo de manantiales.

NOMBRE	T C	pH	CE μ S	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	SiO ₂
				miligramos/litro							
Taxidó	37	8.0	294	41.8	5.0	12.8	2.7	7.6	5.8	150	62
Atzimba	31	8.6		17	5.0	6.4	5.7	3.0	9.0	75	108

Tabla 3.1 Manantiales bicarbonatados asociados a acuíferos de temperaturas moderadas.

Los manantiales calientes presentan temperaturas superiores 45 C e inferiores al punto de ebullición correspondiente al lugar. La salinidad y la composición química de estos manantiales es muy variable y depende del tipo de sistema hidrotermal al que están asociados. A continuación se dan ejemplos (Tabla 3.2).

Tabla 3.2 Manantiales asociados a acuíferos con temperaturas intermedias

NOMBRE	T C	pH	CE μ S	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	SiO ₂
				miligramos/litro							
Agua Caliente	63			275	10	1.5	0.35	155	5.0	377	177
La Soledad	71			577	37	10.1	2.0	184	252	439	151
San Juan Cosalá	53			222	8.8	27.4		88	396	119	
La Caldera	70			209	8.0	10.4	0.6	27	61	362	
Uxdejeh	57			192	19.5	2.9	0.1	144	126	137	

Los manantiales hirvientes, en la mayoría de los casos, están asociados a sistemas hidrotermales magmáticos de alta temperatura. A continuación se muestran ejemplos en la Tabla 3.3.

Tabla 3.3 Manantiales asociados a reservorios de alta temperatura

NOMBRE	T C	pH	CE μ S	Exploración							
				Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	SiO ₂
miligramos/litro											
Champagne Pool	99	8.0		1070	102	26	0.4	1770	26	76	294
Araró	92	7.7	6130	706	54	52	0.1	1067	222	60	386
Tongonan	98	8.3		1990	211	86	0.4	3397	74	7	278

Los manantiales hirvientes son, por regla general, del tipo clorurado sódico, con concentraciones altas de potasio, bajas concentraciones de calcio y muy bajas de magnesio. El pH es neutro o ligeramente alcalino. Estos manantiales son descargas líquidas de los reservorios y, por ello, se localizan en las partes bajas de los campos geotérmicos, como se aprecia en la Figura 3.5.

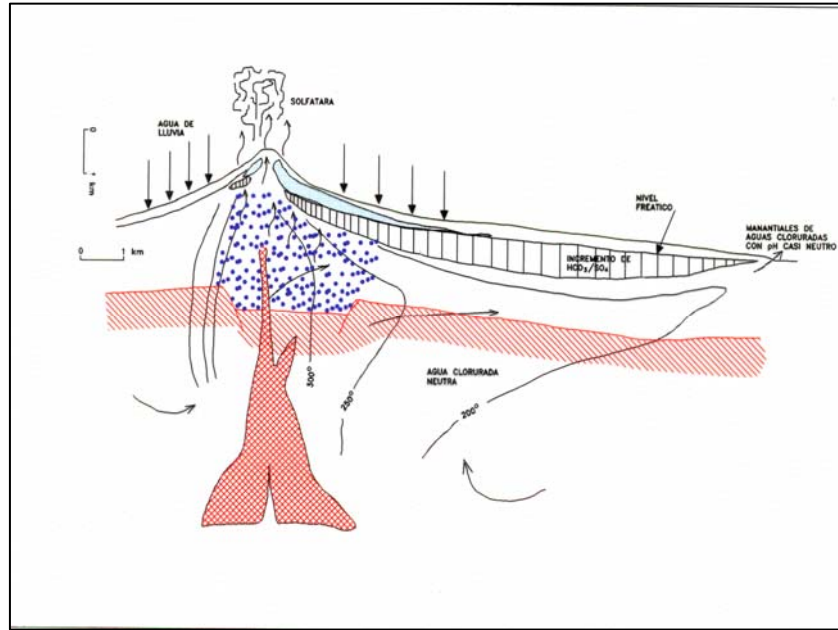


Fig. 3.5 Reservorio con descargas de líquido y vapor

Los geysers son un caso peculiar de manantiales hirvientes. Se caracterizan por lanzar un chorro de agua y vapor a intervalos regulares. La altura del chorro varía de unos decímetros a decenas de metros y el intervalo puede ser de unos minutos a varias horas. La explicación más aceptada de este fenómeno es que, debido a la configuración de las fracturas en el subsuelo, se forma una 'bolsa' de agua y vapor que, al llegar a cierta presión de rompimiento, se expelle a la superficie. Otra manera de explicarlo es por una variación periódica del flujo de gas en la mezcla de agua y vapor, que da lugar a la expulsión de 'baches' de mezcla de manera regular.

Las fumarolas son descargas de vapor saturado o ligeramente sobrecalentado. Se localizan en las partes altas de los campos geotérmicos. Estas descargas tienen una presión algo mayor que la atmosférica, de tal forma que emiten un "chiflido" y lanzan un chorro de vapor apreciable, aunque sea pequeño. Algunos ejemplos de composición química de fumarolas son los siguientes (Tabla 3.4).

Tabla 3.4 Fumarolas de origen geotérmico

NOMBRE	T C	Gas tot.	CO ₂	SO ₂	H ₂ S	NH ₃	N ₂	Ar	He	HCl	HF
		Por ciento en volumen									
El Chiflador	91	3.71	98.1	---	0.68	---	0.74	0.003	---	---	---
Tacaná	90	3.28	97.3	---	0.89	---	1.08	0.008	0.006	---	---

Las fumarolas volcánicas, en comparación con las geotérmicas, presentan temperaturas más altas y presencia de SO_2 , HCl y HF , como puede apreciarse en este ejemplo (Tabla 3.5).

Tabla 3.5 Fumarolas volcánicas

NOMBRE	T C	Gas tot.	CO_2	SO_2	H_2S	NH_3	N_2	Ar	He	HCl	HF
White Island	600	---	86.3	0.16	2.0	0.002	1.9	---	---	0.91	0.01

En ocasiones, las fumarolas descargan a través de suelo saturado de agua, dando lugar a la formación de pozas ácidas con lodo. Esto se debe a que parte del H_2S se disuelve en el agua y, mediante la acción catalizadora de bacterias, se oxida como H_2SO_4 , que es un ácido fuerte. Al reaccionar este fluido ácido con la roca, la altera y se obtiene caolinita y otras arcillas similares, que dan la apariencia lodosa a estas charcas. A continuación se muestra un ejemplo de la composición química de estas pozas (Fig.3.6).



Fig. 3.6 Poza de lodo ácido de Los Azufres, México

Como resultado de la disociación del ácido sulfúrico, el pH es muy bajo, lo que significa una alta concentración de H^+ y, por otra parte, el anión predominante es el SO_4^{2-} .

Cuando una fumarola es rica en H_2S y, como consecuencia, se deposita azufre elemental en su alrededor, se le conoce como 'solfatará'. Si abunda en CO_2 , se le llama 'mofeta'.

Los suelos vaporizantes, que no deben confundirse con las fumarolas, son descargas difusas de vapor, sin presión y en áreas amplias. Por lo general, se trata de descargas secundarias de un reservorio geotérmico. El calor de éste se transporta, de manera conductiva, hacia el suelo saturado de humedad, produciendo la vaporización.

La alteración hidrotermal de tipo argilítico, que es la característica en las zonas de descarga de vapor geotérmico, puede representarse de manera general por la siguiente reacción:

Origen de los fluidos geotérmicos

Geotermómetros

La composición química de los manantiales termales puede ser útil para estimar la temperatura del reservorio del que son descarga. La temperatura se calcula con fórmulas, llamadas geotermómetros, en parte empíricas, en parte basadas en la teoría de equilibrio químico. El principio general en que se basan los geotermómetros es el supuesto de que, en las condiciones de temperatura del reservorio, los solutos que intervienen en la fórmula están en equilibrio químico entre sí. Una vez que el agua de reservorio escapa y asciende a la superficie, va enfriándose paulatinamente, ya sea por dilución, por conducción o por ebullición. Conforme baja la temperatura la cinética del reequilibrio se hace cada vez más lenta y, por ende, el agua del manantial mantiene la señal química de la temperatura original del reservorio o con una modificación pequeña. Para que un geotermómetro funcione, se requiere que el tiempo de reequilibrio sea, por lo menos, un orden de magnitud menor que el tiempo de ascenso del agua.

Ahora bien, es importante saber en que condiciones se puede hacer uso de estos geotermómetros. La primera condición es que se apliquen a manantiales del tipo clorurado sódico y de alta temperatura (mayor a 80 C, aunque esto no debe tomarse como una regla inflexible), de tal manera que el manantial realmente represente una descarga de la fase líquida del reservorio y que no se haya diluido mucho en su ascenso a la superficie. Con menos confiabilidad, pueden aplicarse a manantiales clorurado sulfatados, teniendo en cuenta las condiciones geohidrológicas del manantial. Nunca debe aplicarse a manantiales bicarbonatados o a charcas ácidas, pues las temperaturas que se obtengan serán números sin ningún significado real.

A continuación, se muestran los geotermómetros más comúnmente usados en la etapa de exploración.

Geotermómetros basados en la sílice disuelta

En todas estas fórmulas, c representa la concentración de sílice disuelta en mg/l. Las fórmulas varían en función de la fase sólida de la sílice que controla la solubilidad. La fórmula con pérdida máxima de vapor se debe aplicar en los casos de manantiales hirvientes. Todas estas fórmulas han probado ser confiables y útiles. Cabe aclarar que estos geotermómetros son sensibles a los efectos de dilución, ya que el cálculo se basa en la concentración de una sola especie.

$$\text{Calcedonia (Fournier): } t(C) = \frac{1032}{4.69 - \log c} - 273$$

$$\text{Cuarzo (Fournier): } t(C) = \frac{1309}{5.19 - \log c} - 273$$

$$\text{Cuarzo con pérdida máxima de vapor (Fournier): } t(C) = \frac{1522}{5.75 - \log c} - 273$$

$$\text{Calcedonia-Cuarzo (Giggenbach): } t(C) = \frac{1000}{4.55 - \log c} - 273$$

Geotermómetros de cationes

Existe también una familia de geotermómetros basados en la concentración de los cationes principales (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} y Mg^{2+}). En estos casos se emplea la razón de dos de éstos cationes, por lo que son menos sensibles a los efectos de dilución. En todos los casos la concentración está dada en mg/l. El geotermómetro que incluye al calcio es un poco más complicado, por causa del parámetro β que adquiere dos valores distintos; ésta fórmula es útil en casos en que el calcio es relativamente alto, digamos que más de un 25% de la concentración de potasio.

$$\text{Potasio-Magnesio (Giggenbach): } t(C) = \frac{4410}{13.95 - \log \frac{K^2}{Mg^2}} - 273$$

$$\text{Potasio-Sodio (Giggenbach): } t(C) = \frac{1390}{1.75 - \log \frac{K}{Na}} - 273$$

$$\text{Sodio-Potasio (Fournier): } t(C) = \frac{1217}{\log \frac{Na}{K} + 1.483} - 273$$

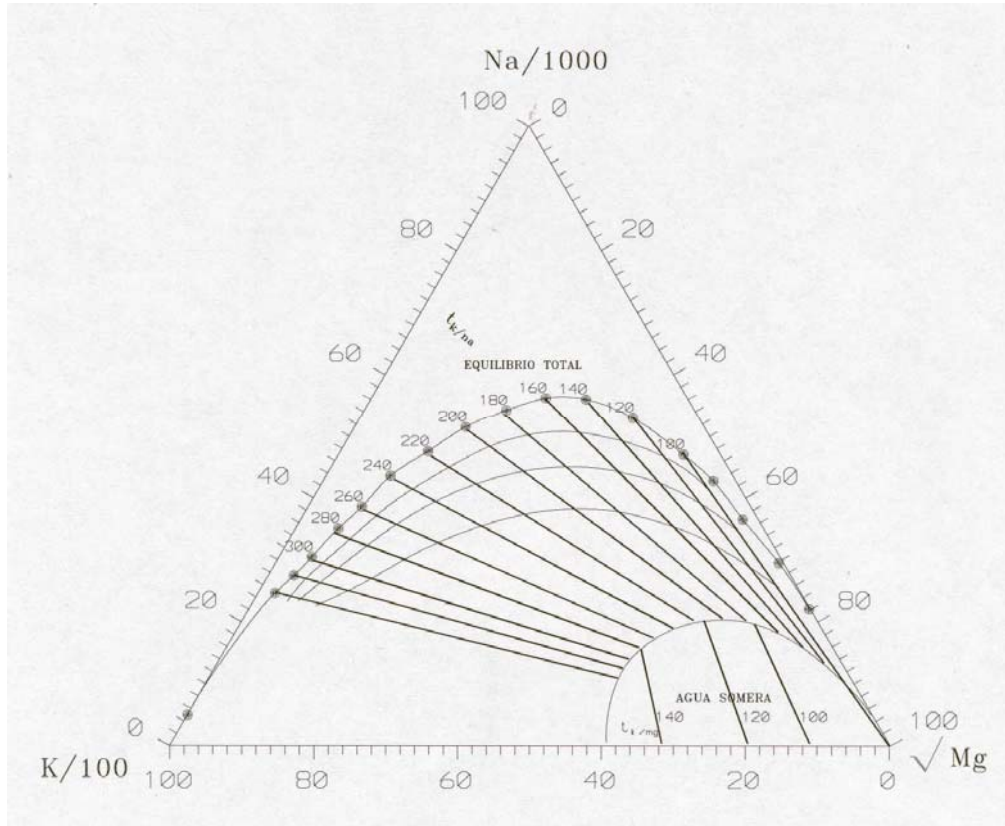
$$\text{Sodio-Potasio-Calcio: } t(C) = \frac{1647}{\log \frac{Na}{K} + \beta [\log \frac{\sqrt{Ca}}{Na} + 2.06] + 2.47} - 273$$

$$\beta = \frac{4}{3} \quad \text{si } [\log \frac{\sqrt{Ca}}{Na} + 2.06] \geq 0 \quad \text{y} \quad t(C) \leq 100$$

$$\beta = \frac{1}{3} \quad \text{si } [\log \frac{\sqrt{Ca}}{Na} + 2.06] < 0 \quad \text{o si } t(\frac{4}{3}) > 100$$

Existe un diagrama triangular, propuesto por Giggenbach, que combina los geotermómetros de K/Na y de K/Mg, que permite clasificar las aguas y extrapolar la probable temperatura de reservorio, de una manera sencilla y directa (Fig. 3.8).

Fig. 3.8 Diagrama de Giggenbach para estimar temperaturas del reservorio



Geotermómetros de gases

La composición química de los gases también puede ser útil para estimar la temperatura del probable reservorio. El equilibrio químico de los gases depende no solo de la temperatura, sino también de su distribución entre las fases líquida y gaseosa. Los factores de partición de los gases geotérmicos, en función de la temperatura en grados C, se conocen bien (ver tabla a continuación).

$$\log B(\text{NH}_3) = 1.4113 - 0.00292*t$$

$$\log B(\text{H}_2\text{S}) = 4.0547 - 0.00981*t$$

$$\log B(\text{CO}_2) = 4.7593 - 0.01092*t$$

$$\log B(\text{CH}_4) = 6.0783 - 0.01383*t$$

$$\log B(H_2) = 6.2283 - 0.01403*t$$

$$\log B(N_2) = 6.4426 - 0.01416*t$$

Donde B representa la razón molar del gas en la fase gaseosa y en la líquida. Como puede apreciarse el NH₃ es el gas más soluble, seguido del H₂S y así sucesivamente.

La aplicación de los geotermómetros de gases es más compleja, pues intervienen varios factores que influyen en la condición de equilibrio químico. Primero, el flujo de gases desde la cámara magmática puede ser suficientemente vigoroso como para que en el reservorio no se alcance el equilibrio. Segundo, en casi todos los geotermómetros es necesario conocer la saturación del vapor en el reservorio; en aquellos en que esto no es necesario, se recurre a ajustes empíricos, como es el caso del geotermómetro de D'Amore-Panichi, el primero en ser propuesto, en el que la presión parcial del CO₂ está ajustada con datos empíricos de pozos de vapor seco de Larderello. Ahora bien, como veremos más adelante en el capítulo correspondiente a la ingeniería de reservorios, es complicado precisar que se entiende por saturación de vapor en un reservorio geotérmico y, más aún, medir este parámetro. Por ello, en la práctica, algunos geotermómetros de gases son más útiles para estimar el valor de la saturación de vapor, ya que la temperatura se puede estimar por otros métodos e, incluso, medir si se cuenta con pozos.

A continuación se muestran algunas fórmulas de geotermómetros.

D'Amore y Panichi:

$$t(C) = \frac{24775}{\alpha + \beta + 36.05} - 273 \quad \text{donde:}$$

$$\alpha = 2 \log \frac{CH_4}{CO_2} - 6 \log \frac{H_2}{CO_2} - 3 \log \frac{H_2S}{CO_2} \quad \text{y} \quad \beta = 7 \log P_{CO_2}$$

Donde $\log P_{CO_2} = -1$ si $CO_2 < 75\%$; 0 si $CO_2 > 75\%$; 1 si $CO_2 > 75\%$ y $CH_4 > 2H_2$ y $H_2S > 2H_2$.

Giggenbach

Este geotermómetro utiliza las concentraciones de H₂ y Ar, bajo el supuesto de que la fugacidad del H₂ depende fuertemente de la temperatura y de que la concentración de Ar en los reservorios geotérmicos corresponde a la de agua saturada con aire, ya que el Ar geotérmico es de origen atmosférico. La fórmula es la siguiente:

$$t(C) = 70 \left(2.5 + \log \left(\frac{H_2}{Ar} \right) \right)$$

Donde la concentración de los gases está dada en porcentaje molar.

Isótopos estables

Los isótopos son átomos de un mismo elemento químico, por lo que tienen igual número de protones (número atómico). Sin embargo, el número de neutrones es distinto, por lo que la masa atómica, igual a la suma de protones y neutrones, es diferente. Por ejemplo, el hidrógeno tiene tres isótopos, los cuales se representan con el símbolo químico respectivo (H) y un índice superior izquierdo que indica la masa: ^1H , ^2H y ^3H . El hidrógeno uno, el más abundante, consta de un protón; el hidrógeno dos, de un protón y un neutrón y el hidrógeno tres, de un protón y dos neutrones.

Algunos de los isótopos de los elementos ligeros, es decir con números atómicos pequeños, son estables, por lo que siempre permanecen con la configuración atómica que les es propia. Tal es el caso del ^1H y del ^2H ; este último conocido también como deuterio (D). Otros, como el ^3H , conocido también como tritio (T), son inestables. Esto significa que su configuración atómica no puede permanecer y decaen o se transforman en otra configuración distinta. Al hacerlo, emiten radiación, que puede ser de tres tipos diferentes: partículas alfa (dos protones y dos neutrones), beta (un electrón o un positrón) o gama (un fotón). Por ejemplo el T emite una partícula beta negativa y se transforma en ^3He . Nosotros trataremos aquí únicamente de ciertos isótopos estables, que se indican en la Tabla 3.6.

Tabla 3.6 Abundancia relativa de los isótopos de elementos ligeros

Nombre	Símbolo	Número atómico	Masa atómica	Abundancia Natural %
Hidrógeno	H	1	1	99,985
Deuterio	D	1	2	0.015
Carbono 12	^{12}C	6	12	98,89
Carbono 13	^{13}C	6	13	1,11
Oxígeno 16	^{16}O	8	16	99,76
Oxígeno 17	^{17}O	8	17	0,04
Oxígeno 18	^{18}O	8	18	0,20
Azufre 32	^{32}S	16	32	95,0
Azufre 33	^{33}S	16	33	0,76
Azufre 34	^{34}S	16	34	4,22
Azufre 36	^{36}S	16	36	0,02

Helio 3	^3He	2	3	$\approx 1\text{E}^{-4}$
Helio 4	^4He	2	4	≈ 100

Estos isótopos comparten ciertas propiedades, entre otras: son elementos ligeros, abundan en la naturaleza y su movilidad es grande, pues participan en muchas reacciones y cambios de fase. Esto los hace muy útiles como trazadores de los procesos naturales. En la mayoría de los casos, basta con estudiar el comportamiento comparativo de dos isótopos de un mismo elemento. Por eso, en la práctica diaria, no se utilizan el ^{17}O , ni el ^{33}S , ni el ^{36}S , que son los menos abundantes.

Las propiedades fisicoquímicas de los isótopos de un mismo elemento son muy semejantes, ya que la configuración electrónica de las moléculas es la misma. Sin embargo, debido a la diferencia de masa atómica, la energía vibracional de las moléculas es un poco diferente para cada isótopo, siendo ligeramente mayor para el isótopo de menor masa, por ejemplo, el ^{16}O posee una energía vibracional mayor que el ^{18}O . Como consecuencia, las propiedades fisicoquímicas varían ligeramente entre los isótopos de un mismo elemento. Así, la presión de vapor del D y del ^{18}O es algo menor que la del H y del ^{16}O ; por lo que, durante el proceso de evaporación, los isótopos ligeros (H y ^{16}O) cambian a la fase vapor con una tasa proporcionalmente mayor que la de los isótopos pesados (D y ^{18}O), dando por resultado que, en la fase vapor, habrá una proporción mayor de isótopos ligeros que en la fase líquida remanente. A este fenómeno se le conoce como 'fraccionamiento isotópico'.

Los cambios de fase, las reacciones de precipitación y disolución (que son reacciones de intercambio molecular) y las de oxidación y reducción, son los principales procesos naturales en los que ocurre el fraccionamiento isotópico. Esto es, la proporción original de isótopos ligeros y pesados de un mismo elemento varía en los productos resultantes del proceso, ya sea que se incremente la proporción de isótopo pesado o la del ligero.

FRACCIONAMIENTO ISOTOPICO

A continuación se define, de manera más formal, el fraccionamiento isotópico. Primero introducimos el concepto de razón isotópica que es el cociente resultante de dividir la abundancia del isótopo pesado por la abundancia del isótopo ligero de un mismo elemento:

$$R = \frac{N_a}{N_b}$$

donde N_a representa al isótopo pesado (D, ^{13}C , ^{18}O , ^{34}S) y N_b al isótopo ligero (H, ^{12}C , ^{16}O , ^{32}S).

Esto es:

$$R = \frac{D}{H}; \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}; \text{etc...}$$

Ahora bien, supongamos que una sustancia dada, por ejemplo el agua de mar, tiene una razón isotópica $R = \frac{N_a}{N_b}$ y que, como resultado de algún proceso natural como puede ser la evaporación,

las moléculas de la sustancia cambian de fase de tal manera que: $\frac{dN_a}{dN_b} \neq \frac{N_a}{N_b}$; es decir, las

moléculas removidas, por ejemplo el vapor del agua, no conservan la misma razón isotópica que la sustancia original. En este caso, decimos que hubo un proceso de fraccionamiento isotópico, que se define como:

$$\alpha^+ = \left[\frac{\frac{dN_a}{dN_b}}{\frac{N_a}{N_b}} \right], \text{ donde } \alpha^+ \geq 1$$

Cuando en el proceso toda la sustancia original se transforma en una nueva sustancia, a final no habrá fraccionamiento, ya que la totalidad de la sustancia se ha transformado. Este tiene lugar solo cuando el proceso es parcial, lo cual es lo común en los procesos naturales. Por ejemplo, solo una parte muy pequeña del agua de mar se evapora o solo una parte pequeña de una caliza marina se disuelve.

A modo de ejemplo, supongamos que tenemos una nube, cuyo vapor tiene una razón isotópica $R_v = \frac{D}{H}$ y que se condensa para formar lluvia con una razón $R_l = \frac{dD}{dH}$; entonces el factor de

fraccionamiento liquido-vapor se define como $\alpha_{lv}^+ = \frac{R_l}{R_v}$ y, así definido, $\alpha^+ \geq 1$; ya que los isótopos pesados 'prefieren' la fase líquida. El fraccionamiento entre dos sustancias o dos fases de una misma sustancia debe definirse de tal manera que α^+ sea siempre ≥ 1 .

Ahora bien, la razón isotópica de las sustancias naturales no se determina de manera absoluta, ya que es un proceso complicado y costoso. Por ejemplo se conoce la razón absoluta del Deuterio y Oxígeno 18 en agua de mar. De manera rutinaria, lo que se determina es la razón isotópica con respecto a un patrón, que en el caso de agua, es precisamente agua de mar. Este patrón se conoce como V-SMOW (Standard Mean Ocean Water, V por Viena que es la ciudad donde se guarda). En el caso del Carbón se utilizan como patrones el llamado PDB, que es una belemnita de la formación PeeDee en California y el TS (NBS-19), que es un trozo de mármol de origen desconocido. Para el azufre, los patrones se conocen como OGS, que es un sulfato de bario precipitado de agua de mar, y una triolita del Meteorito Canyon Diablo de EU.

Estas razones isotópicas se miden mediante un espectrómetro de masas especial, cuyo diseño original data de los años 1940-47 y su autor fue Nier.

En la práctica, las razones isotópicas se reportan como valores 'delta' por mil (δ ‰), los cuales se definen como sigue:

$$\delta_{\text{‰}} = \frac{R_m - R_p}{R_p} \times 1000$$

Donde R_m es la razón isotópica de la muestra en cuestión y R_p la del patrón, que en el caso del Deuterio y el Oxígeno 18 es el VSMOW, como ya se mencionó. La razón de multiplicar por mil es para obtener valores del orden de unidades o decenas.

Relación entre la notación delta y el factor de fraccionamiento isotópico α :

Vamos a comparar las muestras a y b (para simplificar el procedimiento suprimimos el factor ‰). Entonces tenemos:

$$\delta_a = \frac{R_a}{R_p} - 1 \text{ y } \delta_b = \frac{R_b}{R_p} - 1$$

$$R_a = R_p (\delta_a + 1) \text{ y } R_b = R_p (\delta_b + 1)$$

$$\alpha_{ab} = \frac{R_a}{R_b} = \frac{\delta_a + 1}{\delta_b + 1}$$

Ahora bien, como α_{ab} siempre es del orden de la unidad, se cumple la siguiente propiedad: $\ln x \approx x - 1$ si $x \approx 1$, entonces:

$$\ln \alpha_{ab} \approx \frac{\delta_a + 1}{\delta_b + 1} - 1; \text{ es decir } \ln \alpha_{ab} \approx \frac{\delta_a - \delta_b}{\delta_b + 1}$$

Si consideramos que $\delta \ll 1$, entonces $\delta_b + 1 \approx 1$ y por tanto:

$$\ln \alpha_{ab} \approx \delta_a - \delta_b; \text{ y } 10^3 \ln \alpha_{ab} \approx \delta_a \text{ ‰} - \delta_b \text{ ‰}$$

Esta última expresión es muy útil ya que relaciona de manera simple al factor de fraccionamiento con los valores delta que se obtienen en el laboratorio.

El factor de fraccionamiento isotópico varía inversamente con la temperatura. A menores temperaturas el fraccionamiento es mayor. Cuando las temperaturas son superiores a 350 C, el fraccionamiento tiende a la unidad. Por ejemplo, el factor de fraccionamiento líquido/vapor del oxígeno 18 en agua es 1,0116 a 0 C y 1,00045 a 350 C.

Debido al fraccionamiento isotópico, la abundancia natural del oxígeno 18 varía en los materiales naturales de la corteza terrestre, como se aprecia en la Figura 3.9.

Fig. 3.9 Abundancia del Oxígeno 18 en materiales naturales

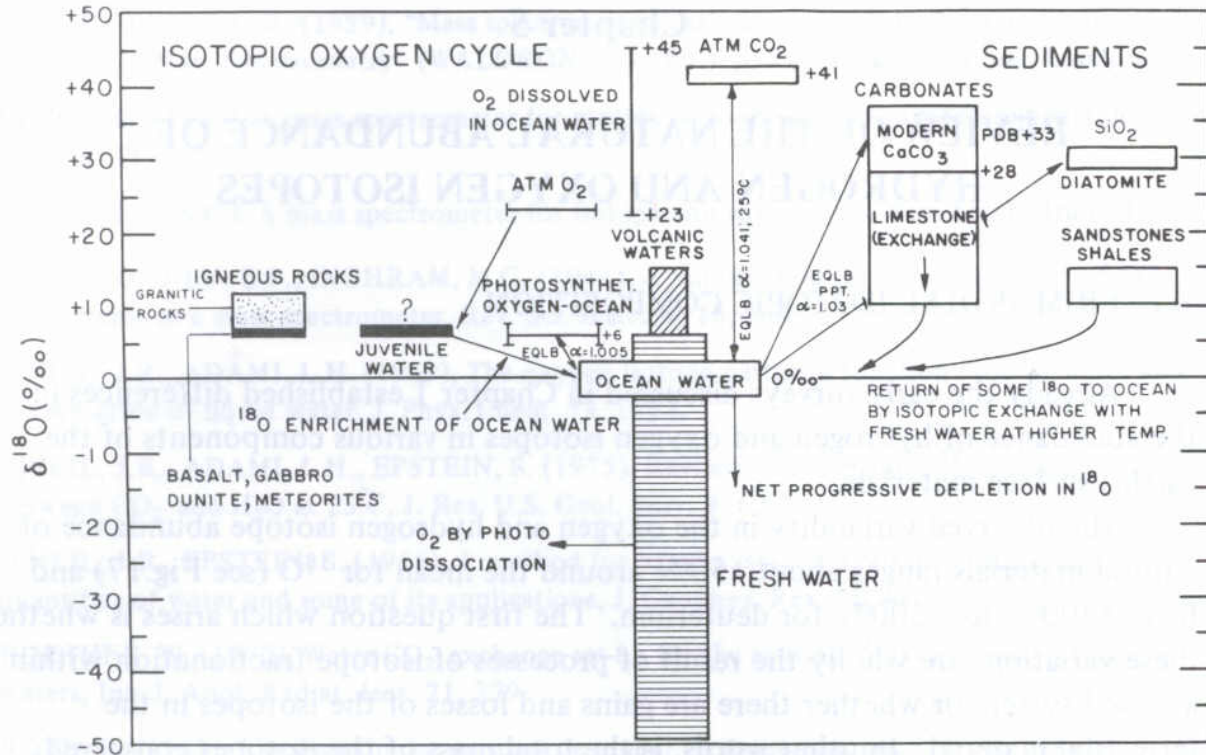


FIG.17. Oxygen-18 distribution in natural materials (adapted from Boato, 1961).

Como puede apreciarse, el agua de mar tiene un valor de delta alrededor de cero, pues es el patrón de referencia. Las aguas continentales (aguas dulces) poseen, por lo general, valores negativos, ya que se originan de la evaporación del agua de mar y, por tanto, están empobrecidas en oxígeno 18.

Cuando hablamos del contenido isotópico de una sustancia, llamamos isótopo pesado al átomo con la mayor masa atómica, por ejemplo el deuterio o el oxígeno 18, y llamamos isótopo ligero al de menor masa, por ejemplo el hidrógeno 1 o el oxígeno 16. A su vez, en un proceso hablamos de empobrecimiento o enriquecimiento del isótopo pesado al cambiar la sustancia de fase o cuando se produce una nueva sustancia; en el primer caso cuando el producto de cambio de fase o de la reacción posee una menor cantidad del isótopo pesado y viceversa. Por ejemplo, cuando el agua se evapora, el vapor se empobrece en oxígeno 18 y el agua remanente se enriquece con dicho isótopo.

Veamos ahora que sucede con la composición isotópica del agua de precipitación o agua meteórica. Suponemos que la composición promedio del vapor de agua

atmosférico sobre los océanos es de $\delta^{18}\text{O} \text{‰} = -13$ y $\delta\text{D} \text{‰} = -94$. Estos valores son negativos con respecto a los del agua de los océanos, ya que el vapor atmosférico se origina por la evaporación del agua de mar y, por tanto, está empobrecido en isótopos pesados. Deseamos saber como varía la delta conforme la nube de vapor se va condensando y se precipita como lluvia. Suponemos, para simplificar el problema, que la condensación se lleva a cabo a temperatura constante, es decir, el valor de α no varía. El valor delta del vapor remanente de la nube varía conforme a la siguiente expresión, considerando que la lluvia que se forma se desprende instantáneamente de la nube y deja de tener contacto con el vapor remanente:

$$\delta_v \text{‰} = \delta_v^0 \text{‰} + 10^3 (\alpha^+ - 1) \ln f$$

Donde δ_v representa el valor del vapor remanente, δ_v^0 la composición inicial del vapor (-13,-94) y f la fracción remanente de vapor en la nube. A su vez, la precipitación que se forma en condiciones de equilibrio isotópico tendrá una delta igual a:

$$\delta_l \text{‰} = \delta_v \text{‰} + 10^3 \ln \alpha^+$$

Esta ecuación se conoce como de Rayleigh y representa un caso simple de evaporación o condensación.

Consideremos el caso de una nube que precipita a una temperatura promedio de 10 C. El valor de α^+ del ^{18}O a esa temperatura es de 1,0107. A continuación se presenta la gráfica del valor delta de oxígeno 18 del vapor remanente y de la precipitación, como función de la fracción de vapor remanente (f) (Fig. 3.10).

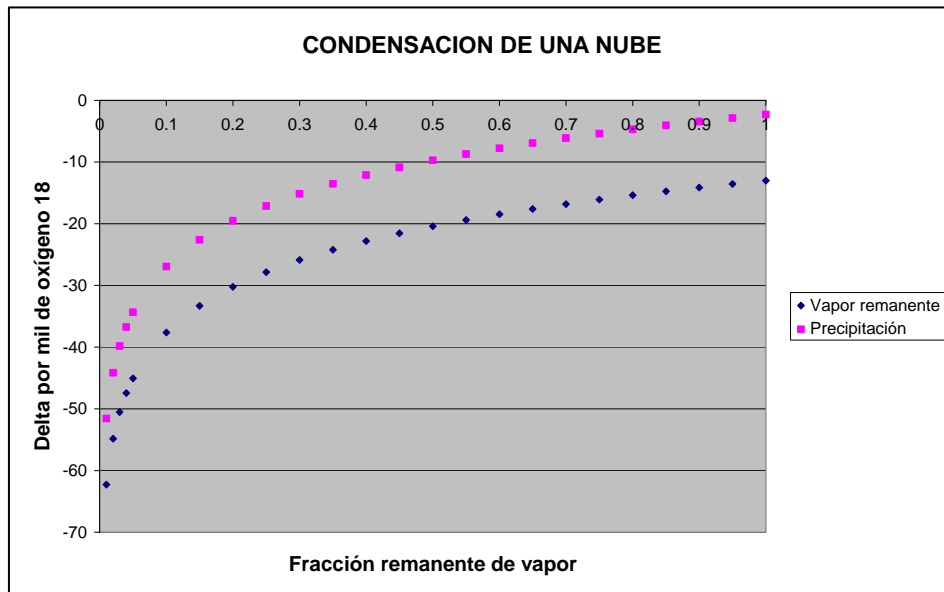


Fig. 3.10 Variación del O-18 durante un proceso de condensación con remoción inmediata del líquido

ECUACION DE DESTILACION DE RAYLEIGH

Este modelo supone que en la nube solo existe la fase vapor, ya que la fracción de líquido que se forma en cada instante, se precipita de inmediato como lluvia. O, en el caso de evaporación, el vapor se separa de inmediato de la fase líquida.

En esta sección vamos a deducir la ecuación de Rayleigh. Lo que deseamos saber es cómo cambia la razón isotópica R durante el proceso de evaporación o condensación; es decir, dR/dN , donde N representa el número de moléculas del sistema.

$$\frac{dR}{dN} = \frac{\left(d \frac{N_i}{N} \right)}{dN} = \frac{1}{N} \left(\frac{dN_i}{dN} - \frac{N_i}{N} \right) = \frac{1}{N} \left(\frac{dN_i}{dN} - R \right)$$

Donde N_i representa el número de moléculas que contienen al isótopo pesado. Si multiplicamos toda la expresión por R/R , obtenemos la siguiente ecuación:

$$\frac{dR}{dN} = \frac{R}{N} (\alpha - 1) \quad \text{o} \quad \frac{d \ln R}{d \ln N} = (\alpha - 1)$$

Integrando la ecuación y suponiendo que, en condiciones iniciales, la razón isotópica es R_0 y el número de moléculas N_0 , obtenemos la expresión:

$$R = R_0 \left(\frac{N}{N_0} \right)^{\alpha-1} \quad \text{o} \quad R = R_0 (f)^{\alpha-1}, \text{ si consideramos que } N/N_0 \text{ es la fracción remanente de}$$

fluido. En notación delta, la expresión es la siguiente:

$R = R_p (\delta + 1)$, por lo que $R_p (\delta + 1) = R_p (\delta_0 + 1) (f)^{\alpha-1}$; considerando que $\ln(x+1) \approx x$ si $x \ll 1$, obtenemos la expresión final:

$$\delta \text{‰} = \delta_0 \text{‰} + 10^3 (\alpha - 1) \ln f$$

El valor $\alpha-1$ suele representarse como ϵ . Por otra parte, se debe tener cuidado en que valor usar para α . Cuando el proceso es de condensación α debe ser α^* , ya que en la condensación se favorece el enriquecimiento del isótopo pesado en la fase líquida; mientras que en la evaporación se favorece el enriquecimiento del isótopo ligero en la fase vapor, por lo que α será igual a $1/\alpha^*$, que suele representarse por α^* . A su vez, f representa el líquido remanente en un proceso de evaporación o el vapor remanente en un proceso de condensación.

MODELO DE CONDENSACION DE UNA NUBE CON LAS DOS FASES COEXISTIENDO

Este modelo se acerca más a la realidad de una nube en la que coexisten las fases vapor y líquido en equilibrio isotópico. Una fracción del líquido se precipita en forma de lluvia, sin que exista un fraccionamiento isotópico adicional en esta separación. En el caso particular en el que la relación líquido-vapor ($L = N_l/N_v$) permanece constante durante el proceso de precipitación, se puede demostrar que la composición isotópica de la precipitación varía conforme a la siguiente expresión:

$$\delta_l \text{‰} = \delta_l^0 \text{‰} + 10^3 \beta \ln f$$

Donde β es igual a $\frac{\alpha^+ - 1}{1 + \alpha^+ L}$. El denominador de la expresión es mayor que la unidad; lo que implica que, según este modelo, la delta varía con menor rapidez en el caso del modelo anterior. Además, en el caso en que $L=0$, es decir, que no hay líquido en la nube, este modelo se reduce al anterior, como era de esperarse. En la gráfica siguiente, se muestran los resultados de este modelo, para el oxígeno 18, suponiendo un fraccionamiento igual al caso anterior (1,0107) (Fig. 3.11).

PRECIPITACION DE UNA NUBE BIFASICA L=0.5

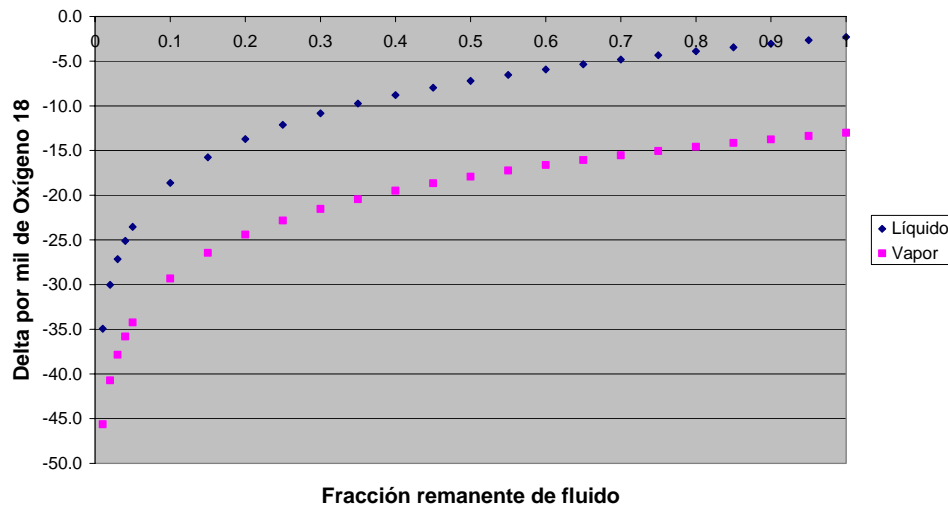


Fig. 3.11 Variación del O-18 durante la condensación de una nube con dos fases coexistiendo

En el caso de que L sea menor de 0,5, la variación del valor delta es mayor y viceversa.

Las mayores variaciones del contenido isotópico del deuterio y del oxígeno 18 de las aguas naturales tienen lugar durante el proceso de precipitación. El Organismo Internacional de Energía Atómica (OIEA) con la colaboración de la Organización Meteorológica Mundial (OMM) ha llevado a cabo, desde 1961, una medición del contenido isotópico de la precipitación en una red de estaciones meteorológicas en todo el mundo. Cada mes se tomas una muestra de la precipitación acumulada y se determina su contenido de D y de ^{18}O . Con estos datos se obtiene un valor

promedio pesado de cada localidad, usando como factor de peso la precipitación pluvial mensual. En la gráfica a continuación se muestran los valores promedio de δD ‰ y de $\delta^{18}O$ ‰ de las estaciones de todo el mundo. Se puede apreciar que existe una muy buena correlación lineal que se ajusta a la ecuación: $\delta D \text{ ‰} = (8,17 \pm 0,08) * \delta^{18}O \text{ ‰} + (10,56 \pm 0,64)$, con un coeficiente de correlación $r=0,997$ (Fig. 3.12).

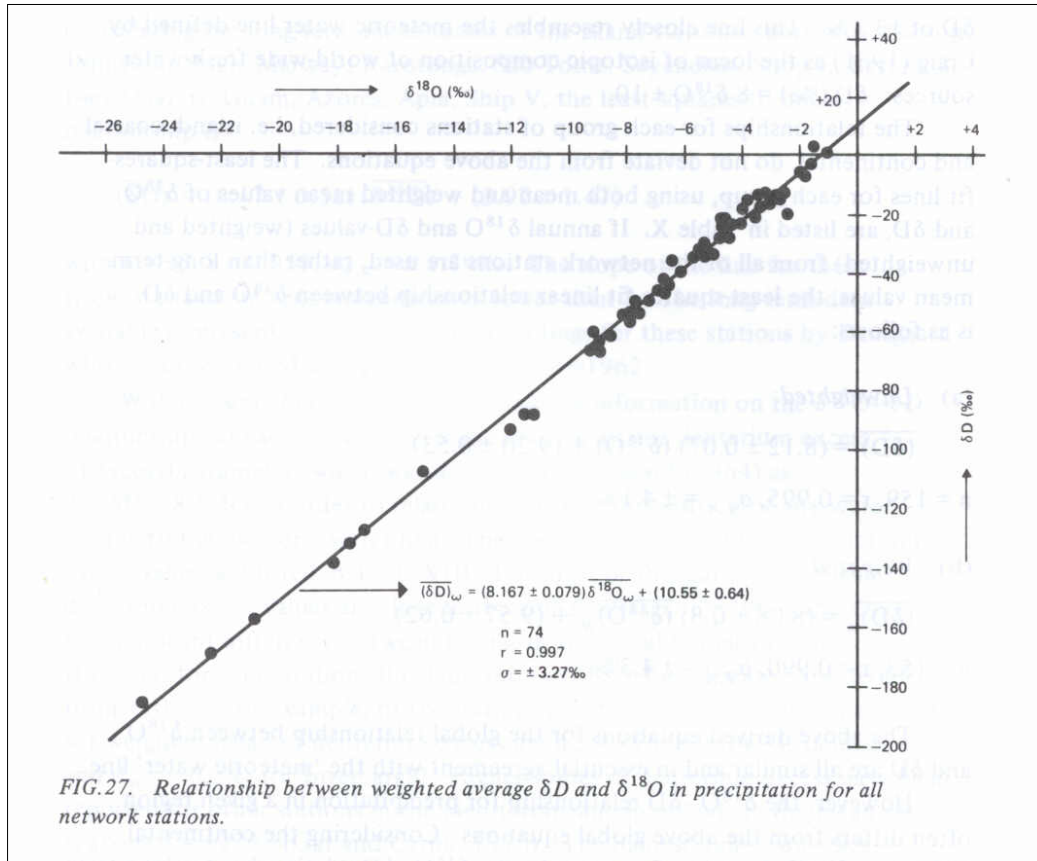


Fig. 3.12 Línea meteórica mundial

El rango de variación del deuterio es de +1,0‰ a -185,9‰ y el del oxígeno 18 es de -1,2‰ a -25,17‰. Los valores menos negativos corresponden a estaciones situadas cerca del Ecuador y se hacen más negativos al desplazarse hacia ambos polos. A esta recta se le conoce como Línea Meteórica Mundial y fue definida por Craig en 1961 como:

$$\delta D \text{ ‰} = 8\delta^{18}O \text{ ‰} + 10$$

Esta ecuación sirve de referencia para la interpretación de los valores delta en el espacio cartesiano δD vs $\delta^{18}O$. Esta línea meteórica puede variar de localidad a localidad, sobre todo en el valor de la constante 10. Por lo general, la pendiente se conserva igual a 8, salvo en regiones áridas, donde suele presentar valores

menores, del orden de 4 a 6. Esto se debe a que el agua de lluvia se reevapora parcialmente al precipitarse, por la baja humedad relativa del ambiente. De una manera mas general la ecuación de la línea meteórica se puede expresar como: $\delta D \text{‰} = 8\delta^{18}O \text{‰} + d \text{‰}$, donde d se conoce como el 'exceso de deuterio'. En algunas regiones del mundo, el valor de d puede ser mayor, por ejemplo, en la región oriental del Mediterráneo es del orden de 16 y en Los Humeros, México, del orden de 12.

Se ha observado también que los valores delta, en el ámbito mundial, dependen de la latitud y, por lo mismo, de la temperatura media anual. En la región ecuatorial son más cercanos a cero y, conforme se alejan hacia los polos, se hacen más negativos (Fig. 3.13).

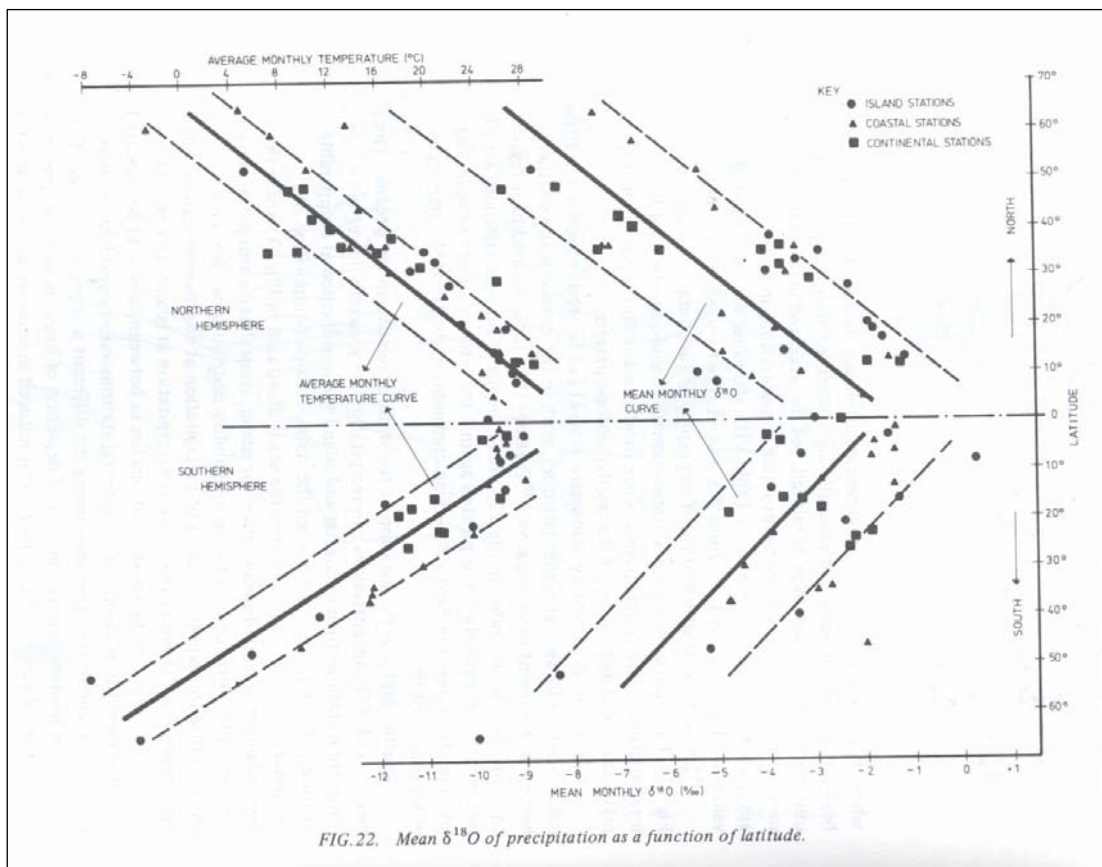


Fig. 3.13 Variación del O-18 con la latitud y la temperatura media

En el ámbito local, se observa que los valores delta de la precipitación dependen de la altitud del lugar, en particular, cuando existe una barrera orográfica de frente a las masas húmedas que se desplazan del océano hacia el continente. En las partes bajas, los valores delta son menos negativos y se vuelven más negativos con la altura. Este gradiente varía de $-0,15$ a $-0,5 \frac{\delta^{18}O \text{‰}}{100m}$.

También existe cierta correlación entre la cantidad de precipitación y los valores de delta, aunque en menor grado. A mayor precipitación, corresponden valores más negativos y viceversa. Esto se observa, sobre todo, en las estaciones localizadas en islas tropicales (Fig. 3.14).

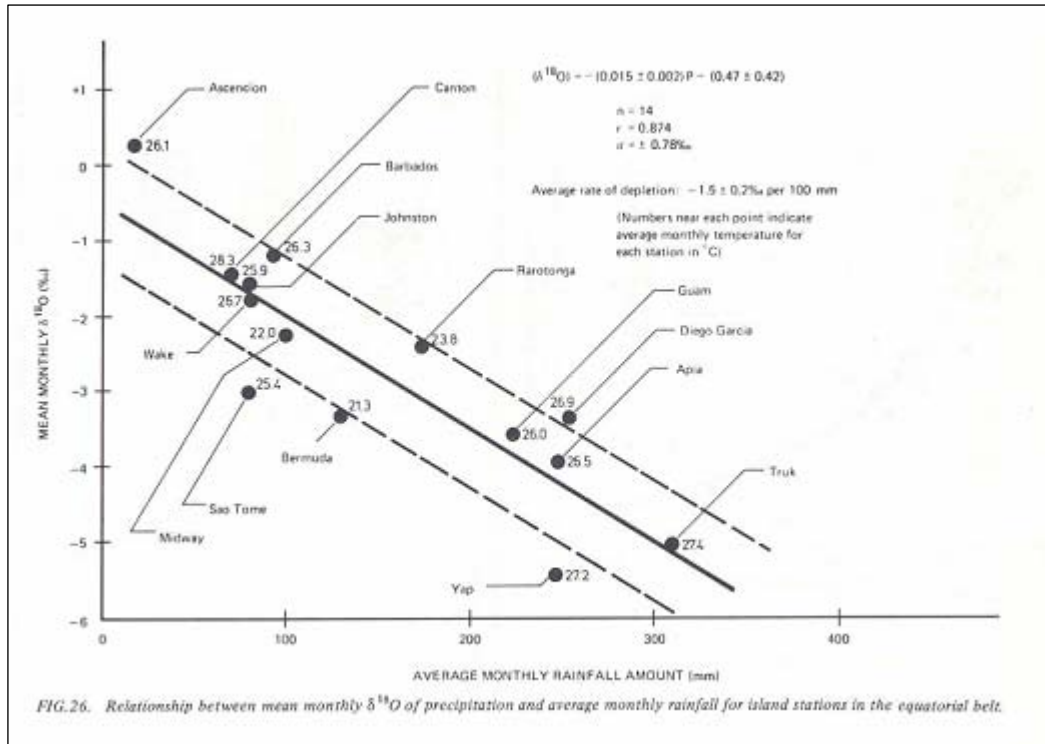


Fig. 3.14 Variación del O-18 en función de la cantidad de precipitación

Por último, también se observa que los valores delta de la precipitación un frente húmedo, conforme éste se desplaza del océano hacia el interior del continente, son cada vez más negativos.

Todos estos efectos de altura, latitud, cantidad de precipitación y continental, son reflejo del fenómeno más fundamental de pérdida de la masa húmeda de una nube, que se precipita en forma de lluvia. Como ya vimos, durante este proceso, los isótopos del hidrógeno y del oxígeno se fraccionan, dando por resultado que la precipitación se hace más pobre en los isótopos pesados (valores delta más negativos), conforme la nube pierde humedad.

Agua superficial

Las aguas de ríos y lagos conservan, en principio, la composición isotópica de la precipitación local. Sin embargo, cuando están sujetas a evaporación, los valores delta se hacen más positivos, ya que los isótopos ligeros prefieren la fase vapor y los pesados la fase líquida. Este proceso normalmente se da en condiciones de no equilibrio, pues la humedad relativa es generalmente inferior al 100%.

En estos casos, los valores delta varían conforme a la siguiente ecuación:

$$\frac{d \ln R_l}{d \ln N} = \frac{h \left(\frac{R_l - R_a}{R_l} \right) - (\alpha^* - 1) - \Delta \varepsilon}{(1 - h) + \Delta \varepsilon}$$

Donde R_l es la razón isotópica del líquido remanente, R_a la de la humedad atmosférica, h es la humedad relativa y $\Delta \varepsilon$ es el factor adicional al factor α^* (evaporación en equilibrio), que toma en cuenta el fraccionamiento situación de no equilibrio. Es decir, en condiciones de no equilibrio se da un fraccionamiento mayor.

Como resultado de este proceso reevaporación parcial, los valores delta del agua remanente se hacen más positivos, siguiendo una línea cuya pendiente varía del orden de 4 a 6 (Fig. 3.15).

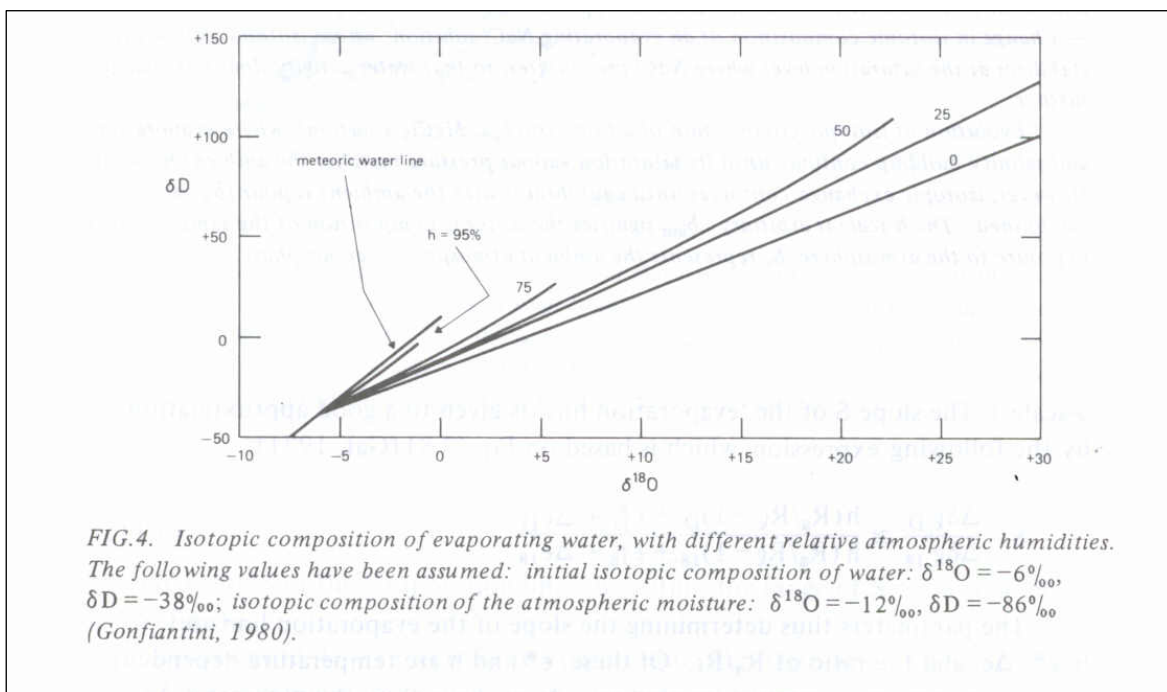


Fig. 3.15 Enriquecimiento de D y O-18 por evaporación atmosférica

Gracias a este enriquecimiento en isótopos pesados, es posible determinar el aporte de aguas superficiales evaporadas, como puede ser un lago natural o artificial, a la recarga de un acuífero.

Agua subterránea

El agua subterránea, en principio, también conserva la impronta isotópica de la precipitación local. Sin embargo, durante el proceso de infiltración pueden ocurrir

algunos cambios significativos. En primer término, durante la infiltración el agua de diferentes eventos de lluvia se mezcla, de tal manera que el agua que recarga al acuífero tiene una composición isotópica promediada. Asimismo, durante la infiltración, especialmente en zonas áridas y semiáridas el agua puede evaporarse parcialmente, lo que modifica la composición isotópica de la precipitación, como ya se mencionó. En la Figura 3.16 se muestran estos efectos.

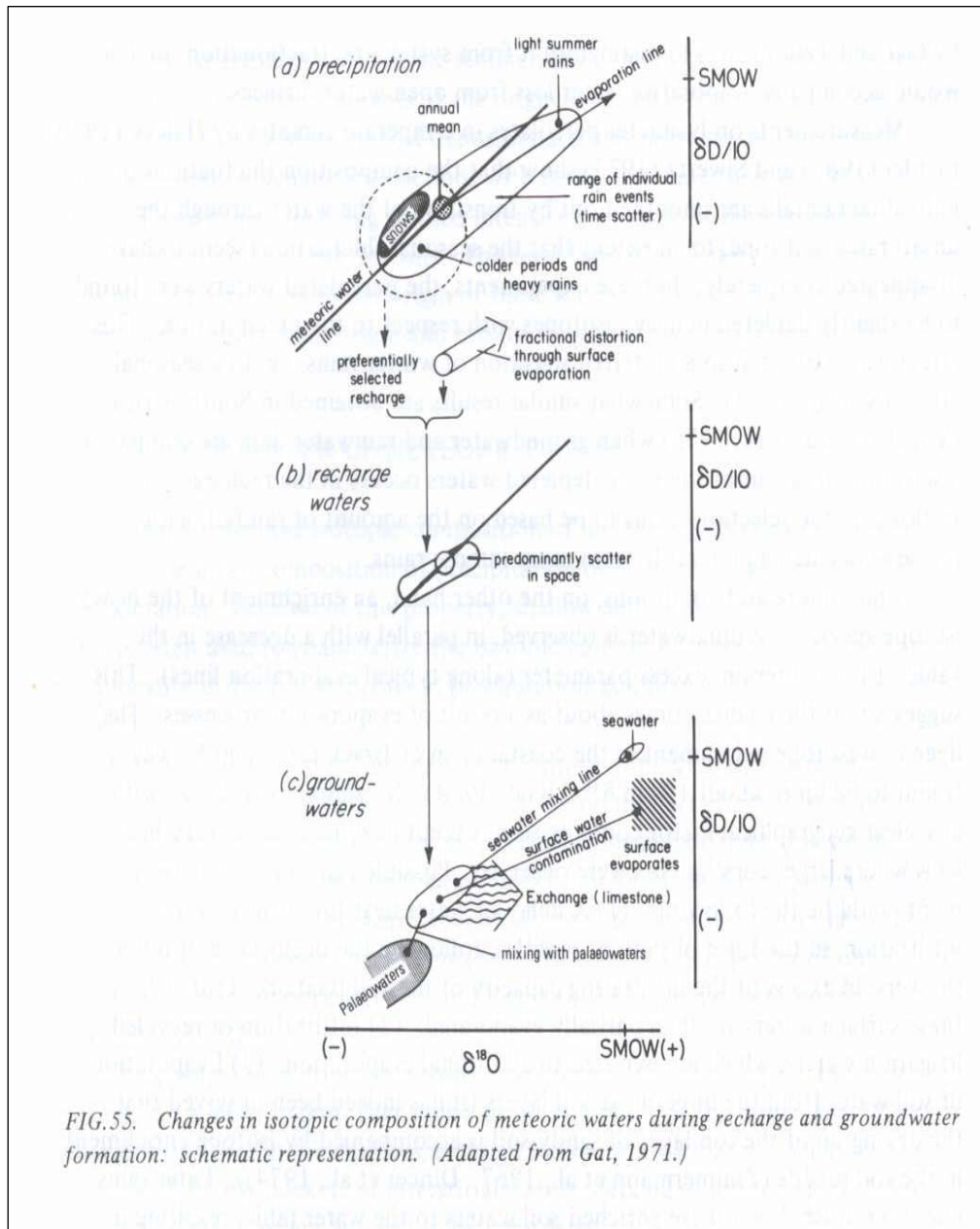


Fig. 3.16 Cambio sen la composición isotópica durante el proceso de recarga a un acuífero

Un caso particular de aguas subterráneas son las aguas congénitas, que son aquellas que se depositan simultáneamente con los sedimentos y quedan

atrapadas en ellos por cientos o miles de años, interactuando y modificándose mutuamente.

Agua geotérmica

El agua geotérmica se origina, en última instancia, del agua meteórica que se infiltra y, en parte, de agua 'magnética'. Según Giggenbach, el agua magnética tiene una composición isotópica característica, según corresponda a un ambiente de magmas de tipo básico (centros de dispersión oceánicos y de apertura continental) o de magmas andesíticos (centros de subducción). En el primer caso, los valores $\delta D\%$ varían de -5 a -35 y los valores $\delta^{18}O\%$ de +8 a +11. En el segundo caso el rango de $\delta D\%$ va de -60 a -85 y el de $\delta^{18}O\%$ de +5 a +8. Por otra parte, el agua meteórica, al ingresar al reservorio geotérmico, modifica su composición de oxígeno 18, mediante un proceso de intercambio isotópico con la roca huésped, facilitado por las temperaturas altas. Tanto las rocas ígneas como las sedimentarias están enriquecidas en ^{18}O con respecto al agua de mar y las aguas meteóricas (Fig. 3.17).

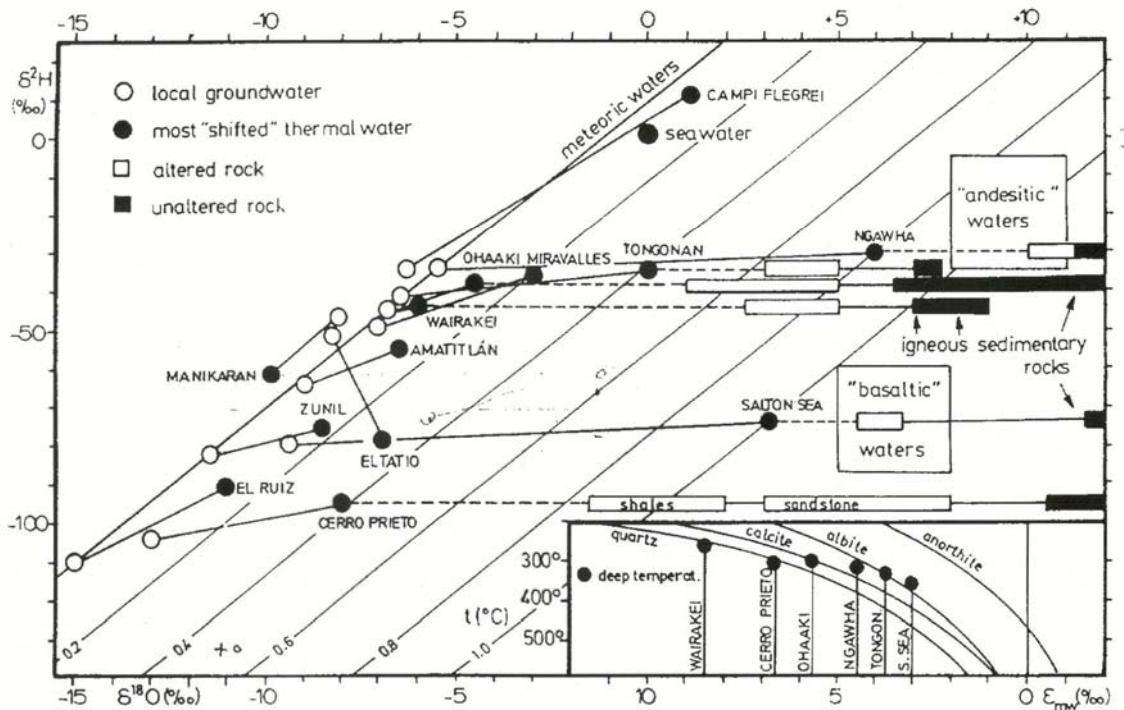
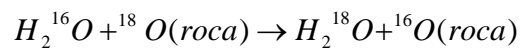


Fig. 3.17 Composición isotópica de las aguas geotérmicas de alta temperatura

El contenido de deuterio del agua no varía al estar en contacto con la roca del reservorio, ya que las rocas contienen muy poca cantidad de hidrógeno. El resultado final es que las aguas meteóricas originales modifican sus valores delta

a lo largo de una línea horizontal que se aleja de la línea meteórica mundial, efecto conocido como 'corrimiento del oxígeno 18'.

Geotermómetros isotópicos

Como se mencionó anteriormente, el factor de fraccionamiento depende de la temperatura. Por tanto, si dos sustancias o dos fases de una misma sustancia están en equilibrio isotópico, es posible determinar el valor del fraccionamiento isotópico y, por ende, la temperatura del último equilibrio.

Existe un sinnúmero de posibles geotermómetros. Sin embargo, solo unos pocos pueden usarse en la práctica. Estos son los siguientes:

- Fraccionamiento del deuterio o del oxígeno 18 entre agua en estado de vapor y en estado líquido.
- Fraccionamiento del oxígeno 18 entre los sulfatos disueltos en agua y el agua misma.
- Fraccionamiento del deuterio entre el hidrógeno gas y el vapor de agua.

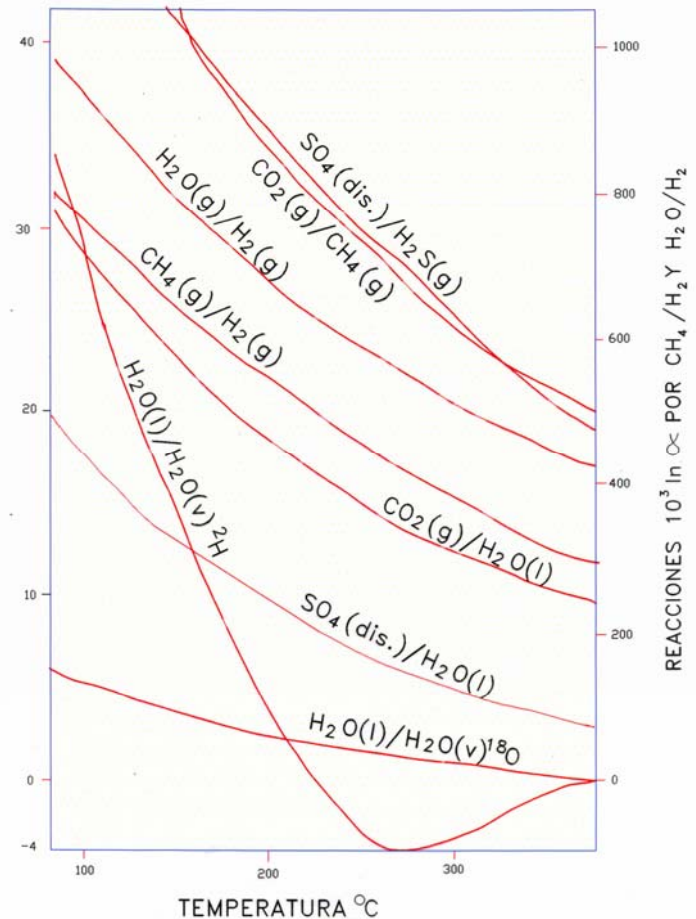


Fig. 3.18 Factor de fraccionamiento isotópico En función de la temperatura

Arriba se muestra la Figura 3.18 con el valor del fraccionamiento isotópico en función de la temperatura, para varios pares de sustancias.

El fraccionamiento agua-vapor, tanto en el caso del deuterio como de oxígeno 18, alcanza el equilibrio casi instantáneamente, por lo que refleja la temperatura de separación de las fases. Esto es muy útil cuando se muestrean pozos, pues basta con obtener una muestra del vapor en el separador de producción, o mediante un separador portátil y determinar su valor delta. La delta de la fase líquida puede calcularse conociendo la temperatura de separación mediante la fórmula:

$$\delta_l \text{‰} = \delta_v \text{‰} + 10^3 \ln \alpha(T_{\text{separación}})$$

El geotermómetro del oxígeno 18 en sulfatos y agua es muy útil en la etapa de exploración, cuando existen manantiales clorurados sódicos de alta temperatura o hirvientes, que son descarga directa de los reservorios. El reequilibrio de este geotermómetro a menores temperaturas es muy lento, por lo que el manantial conserva la temperatura de equilibrio en el reservorio. Primero se establece el valor del fraccionamiento isotópico de las muestras del manantial de la manera siguiente:

$$10^3 \ln \alpha = \delta^{18}O_{\text{sulfatos}} \text{‰} - \delta^{18}O_{\text{agua}} \text{‰}$$

Una vez conocido el valor de $10^3 \ln \alpha$ se puede conocer la temperatura correspondiente, mediante la gráfica mostrada anteriormente.

Por último, en el caso de manantiales clorurados hirvientes con desprendimiento vigoroso de vapor y gases, se puede utilizar el geotermómetro del deuterio en el vapor y en el gas hidrógeno, conforme a la siguiente relación:

$$10^3 \ln \alpha = \delta D_{H_2O_{\text{vapor}}} \text{‰} - \delta D_{H_2_{\text{gas}}} \text{‰}$$

CAPITULO CUATRO

Los sistemas geotérmicos

4.1 Modelos conceptuales preliminares

Al término de la etapa de exploración superficial se elabora un primer modelo conceptual del campo geotérmico, cuya finalidad principal es la ubicación de los pozos exploratorios y los objetivos a profundidad. Este modelo incluye típicamente la geología regional y local, poniendo énfasis en la vulcanología y la geología estructural, la descarga natural de calor, la información geoelectrónica, magnetométrica y gravimétrica, la geohidrología y la geoquímica de las manifestaciones superficiales. El uso de sistemas de información geográfica es de gran ayuda para integrar la información.

Lo fundamental de este modelo conceptual son las secciones geológicas que se construyen con base en la información anterior. Estas servirán para establecer los objetivos a profundidad de la perforación exploratoria. Las secciones incluyen información como la litología inferida, la geometría básica del reservorio (límites, bloques estructurales, orientación de los esfuerzos compresivos y extensivos, estratos eléctricos, etc.) y la probable distribución de isotermas.

Los reservorios geotérmicos son estructuras tridimensionales (3D), por lo que los estudios superficiales deben ser capaces de resolverlas. La sísmica de reflexión 3D, ampliamente usada en la prospección petrolera, puede ser una herramienta poderosa. Sin embargo, se ha utilizado poco en geotermia porque en ambientes volcánicos no existen reflectores bien definidos por lo que la información que se obtiene no es de gran calidad, tampoco existe software específico para estos ambientes; además es un método caro.

Una alternativa más accesible puede ser la tomografía eléctrica, que consiste en obtener un modelo 3D de resistividades del subsuelo que, a su vez, se interpreta en términos de estructuras geológicas.

La siguiente decisión a tomar es el tipo y número de pozos exploratorios.

La primera opción es entre perforar pozos esbeltos para medición de gradiente térmico o perforar pozos con capacidad para pruebas de producción. Los pozos de gradiente son más baratos y, en caso de que el prospecto no resultase atractivo, se habría perdido menos dinero. En caso de que se hayan encontrado condiciones favorables de presión, temperatura y permeabilidad, no se podrán realizar pruebas de producción con estos pozos. La decisión es difícil de tomar y depende de las características geotérmicas de cada prospecto, así como de la disponibilidad de recursos financieros para la exploración.

Si la decisión es en el sentido de perforar primero pozos esbeltos de gradiente, sigue a continuación el decidir si estos serán someros o relativamente profundos. Los pozos someros tienen profundidades del orden de 20 a 50 m. La profundidad mínima de 20 m es con el fin de evitar las variaciones diarias y estacionales de la temperatura del subsuelo. Con este tipo de perforaciones se puede cubrir un área grande y son particularmente útiles cuando se desea medir la descarga natural de calor. Sin embargo, en situaciones en las que el reservorio no tenga descargas naturales importantes o que estas sean del tipo de flujo lateral, estos pozos someros no aportarán información útil. En este último caso, habrá un desfase entre la zona de descarga natural de calor y la zona donde se localiza el cuerpo principal del reservorio o zona de 'ascenso vertical' ('upflow zone'). Mientras más profundos se perforen estos pozos, se tendrá mejor información; sin embargo, el costo también aumentará y, por tanto, el número de perforaciones tendrá que limitarse. Cuando los pozos son más profundos, además de servir para determinar la descarga natural de calor, son útiles también para conocer la litología, la mineralogía de alteración hidrotermal, las zonas permeables y la distribución de isotermas en el subsuelo.

Cuando se opta por perforar pozos exploratorios con capacidad de producir fluidos, normalmente se perforan de 2 a 3 pozos, con profundidades en el rango de 1500 a 2500 m y diámetros de terminación de 6 a 8.5 pulgadas. Se procura también simplificar el diseño de tuberías de revestimiento y producción, para hacerlos más baratos. Si se obtienen resultados positivos, se podrá programar una prueba de producción para medir los parámetros dinámicos del reservorio.

4.2 Mineralogía de alteración hidrotermal

Cada tipo de roca está formado por un conjunto de minerales característicos, conocidos como minerales primarios. Por ejemplo, un basalto se caracteriza por contener principalmente feldespatos de plagioclasa y silicatos ferromagnesianos; una andesita, feldespatos de plagioclasa; y una riolita, ortoclasa y cuarzo.

Cuando la roca se somete a ciertos procesos, como compresión, intrusión de magma o hidrotermalismo, cambia en su composición mineralógica. Este proceso se conoce como metamorfismo. En el caso particular de los reservorios geotérmicos, los minerales de alteración hidrotermal, o minerales secundarios, muestran una típica progresión con la temperatura. Esta progresión es casi independiente del tipo de roca. En sistemas hidrotermales en los que una parte sustancial del agua es de origen marino, se presentan algunas variaciones en los minerales de alteración.

En las partes superiores de los sistemas geotérmicos, donde las temperaturas son inferiores a 150° C, predominan los minerales arcillosos de los grupos de la caolinita, esmectita y la zeolita. A continuación existe una zona de transición o mixta. En la parte superior del reservorio se presentan minerales del grupo de la illita y la clorita y cuando la temperatura es superior a 240° C, aparece la epidota y la wairakita; esta última asociada a zonas de alta permeabilidad. El cuarzo es un

mineral que se encuentra en un rango amplio de temperaturas dentro del reservorio. Si las temperaturas del reservorio son inferiores a 240° C, habrá presencia importante de calcita y cuarzo, pero no de epidota. En los casos de que al agua de mar esté presente, habrá abundancia de anhidrita. En las partes más profundas del reservorio, donde las temperaturas superan los 320° C, los minerales representativos son los anfíboles y la biotita.

LOS MINERALES

Un mineral es una sustancia sólida inorgánica con una composición química homogénea y una estructura cristalina, que existe naturalmente. La composición química puede variar dentro de un rango limitado por los miembros extremos de un grupo de minerales. Por ejemplo, el grupo de los feldespatos de plagioclasa forma una serie continua entre al albita (plagioclasa de sodio: $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) y la anortita (plagioclasa de calcio: $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$). La estructura cristalina consiste en un arreglo geométrico de las moléculas que forman el mineral. Existen 14 disposiciones básicas de la celda cristalina, que se agrupan en 7 sistemas cristalográficos: triclinico, monoclinico, ortorombico, hexagonal, tetragonal, trigonal y cúbico).

Las propiedades físicas más importantes de un mineral son la dureza, el brillo, el color y el clivaje. Por su composición química, los minerales se agrupan en 8 clases: de los silicatos (la más abundante), de los carbonatos, de los sulfatos, de los halidos, de los óxidos, de los sulfitos, de los fosfatos y elemental.

La caolinita es un arcilla cuya composición química típica es $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$. En el grupo de las esmectitas, la arcilla más característica es la montmorillonita, cuya composición es $(\text{Na,Ca})_x(\text{Al,Mg})_2(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Las zeolitas son aluminosilicatos hidratados y su composición característica es: $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

La composición representativa del grupo de las ilitas es como sigue: $(\text{K,H}_3\text{O})(\text{Al,Mg,Fe})_2(\text{Si,Al})_4\text{O}_{10}[(\text{OH})_2,(\text{H}_2\text{O})]$ y la correspondiente a la clorita: $(\text{Mg,Fe})_3(\text{Si,Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot (\text{Mg,Fe})_3(\text{OH})_6$.

La epidota es un aluminosilicato de calcio y hierro. Su composición química es la siguiente: $\text{Ca}_2(\text{Al,Fe})_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$. La wairakita, a su vez, tiene una composición química similar, aunque el hierro está ausente: $\text{CaAl}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}(\text{H}_2\text{O})$.

La amfibolita está formada por una doble cadena de tetraedros de SiO_4 con iones de Fe y Mg.

4.3 Registros de pozos

4.4 Modelos conceptuales después de la perforación exploratoria

Los modelos preliminares, construidos con base en información obtenida con métodos superficiales, serán modificados y enriquecidos con la información del subsuelo obtenida de los pozos exploratorios profundos. En esta etapa se incorpora la información litológica y mineralógica, los perfiles de presión y temperatura, así como la información que se obtenga de los registros de formación del tipo FMI o televiwer acústico.

En caso de contar con pruebas de producción de los pozos, se puede estimar la transmisividad y almacenaje del reservorio.

Este modelo conceptual será la base para elaborar el modelo de simulación numérica con el que se podrá estimar el potencial del reservorio. Es posible también realizar estimaciones del potencial con base en modelos volumétricos sencillos, llamados de dimensión cero (lumper parameter models). Sin embargo, actualmente se dispone de simuladores numéricos a precios accesibles y con interfaces que facilitan su uso, por lo que no tiene mucho sentido el usar modelos volumétricos, que son demasiado simplistas.

CAPITULO CINCO

INGENIERIA DE RESERVORIOS

5.1 Tipos de reservorios geotérmicos

Los reservorios geotérmicos se pueden clasificar en cuatro grupos: dominados por líquido, dominados por líquido con capa de vapor, dominados por vapor y de baja permeabilidad (dominados por roca). A continuación describiremos las características principales de estos reservorios.

Reservorios dominados por líquido

Estos reservorios son los más comunes. En su estado natural se caracterizan por el hecho de que la fase líquida es la predominante. Por lo general, las manifestaciones superficiales incluyen tanto fumarolas, en las zonas topográficamente altas, como manantiales hirvientes de tipo clorurado sódico, en las zonas bajas.

El perfil de presiones del reservorio corresponde a un gradiente hidrostático:
 $P = \rho gh$.

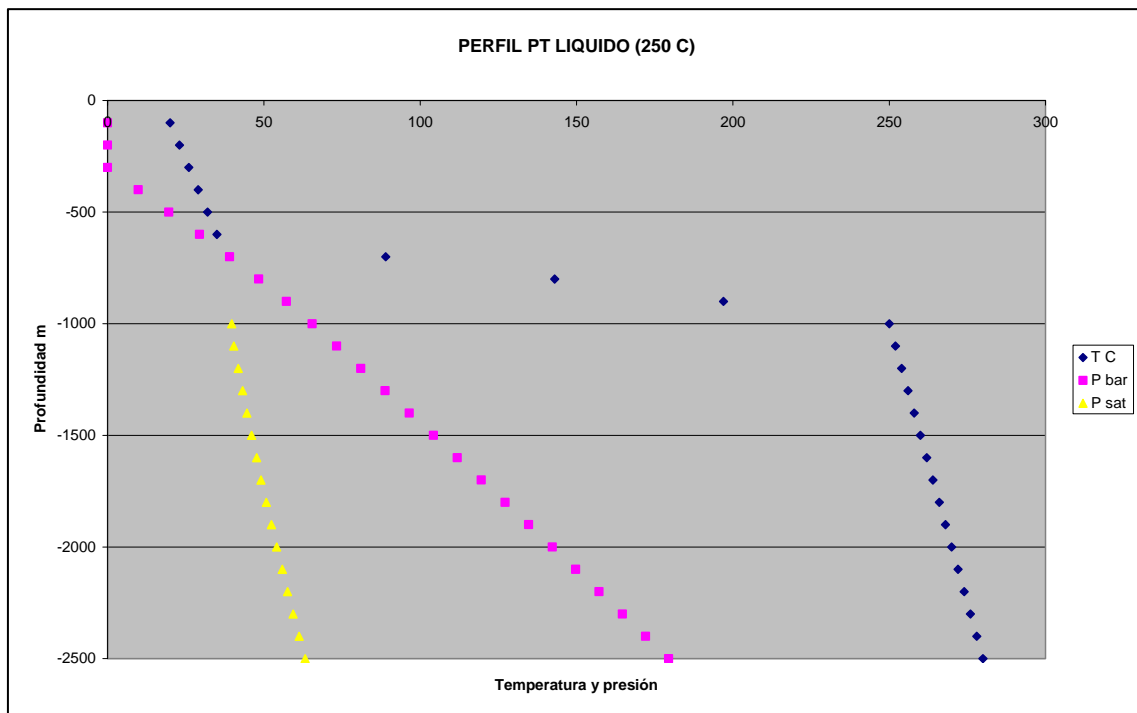


Fig. 5.1. Perfil idealizado de un reservorio dominado por líquido. La línea magenta representa el perfil hidrostático de presión, que es mayor que la presión de saturación (línea amarilla), a la temperatura del reservorio (línea azul) que es de 250° C.

En el diagrama de Cassius-Clapeyron, la presión y temperatura se ubican en la región de líquido comprimido.

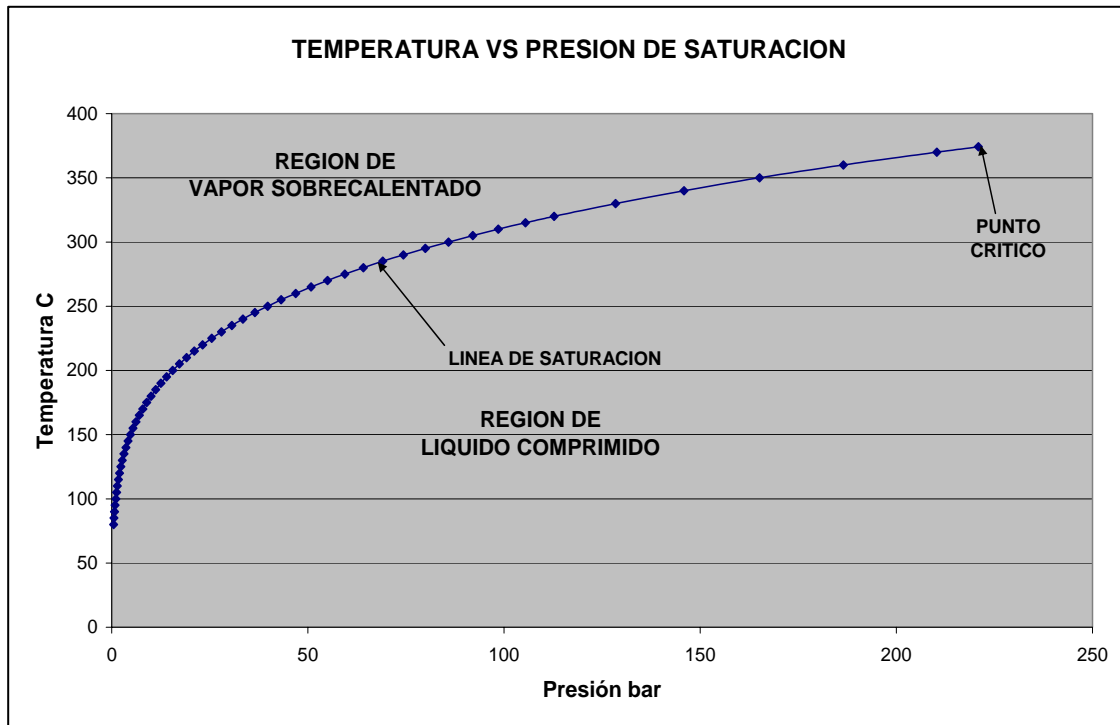
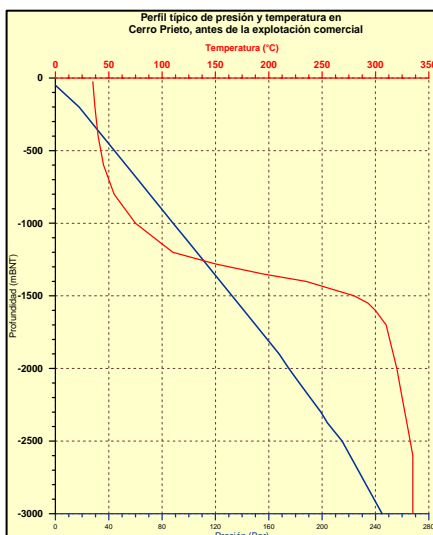


Fig.5.2. La presión y temperatura del reservorio se sitúan por debajo de la línea de saturación, es decir, la presión del reservorio es siempre mayor que la de saturación.

Los pozos producen una mezcla de agua y vapor, aunque en la zona de alimentación sólo fluye líquido hacia el pozo. La entalpía total de producción corresponde a la entalpía del líquido a la temperatura del reservorio. Cuando un pozo se cierra o se purga se presenta un nivel de agua dentro del pozo. El coeficiente de almacenaje de estos reservorios es bajo, lo que implica que la caída de presión por extracción es alta. Es decir, se comportan como acuíferos confinados.



Un ejemplo de esta tipo de reservorios es el de Cerro Prieto en sus inicios, ya que actualmente ha sufrido cambios importantes en su comportamiento hidrológico. En la Figura 5.3, se muestra un perfil de presión (azul) y temperatura (rojo) representativo del sector de Cerro Prieto Uno al inicio de la explotación. Como puede apreciarse, el gradiente de presión es hidrostático.

Fig. 5.3. Reservorios dominados por líquido con capa de vapor

Reservorios dominados por líquido con capa de vapor

Este tipo de reservorios son similares al caso anterior. La diferencia estriba en la existencia de una capa de vapor en la parte superior del reservorio. Esto modifica el perfil de presiones, pues en la parte superior el gradiente es menor al hidrostático, como se muestra en la Figura 5.4.

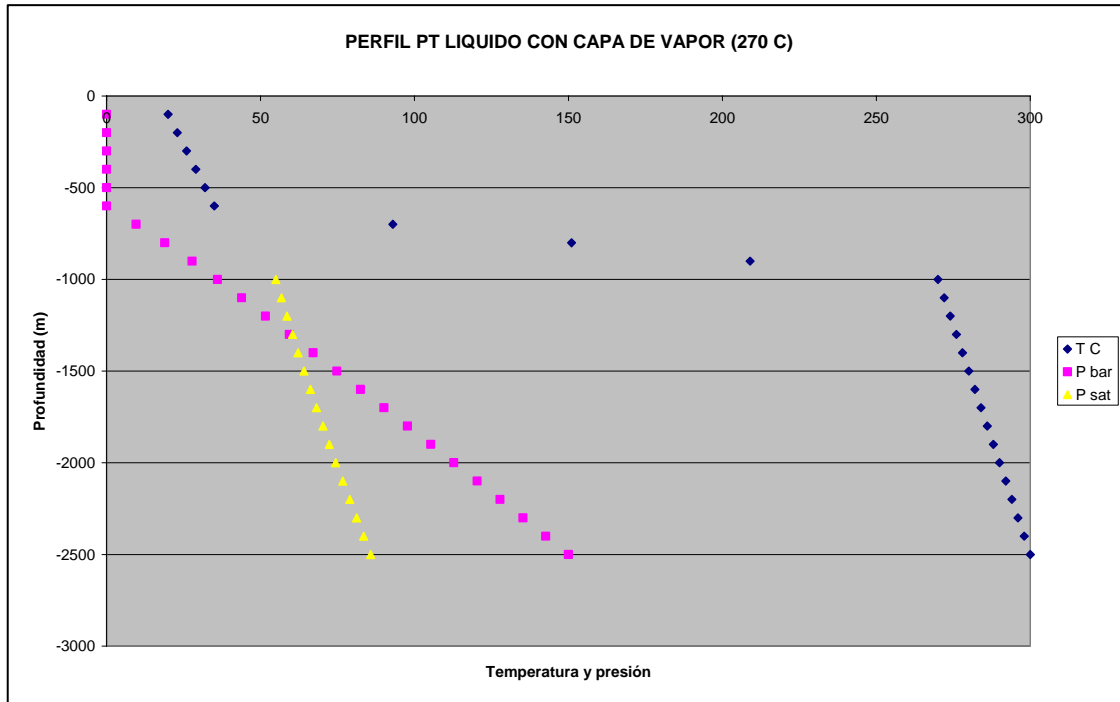
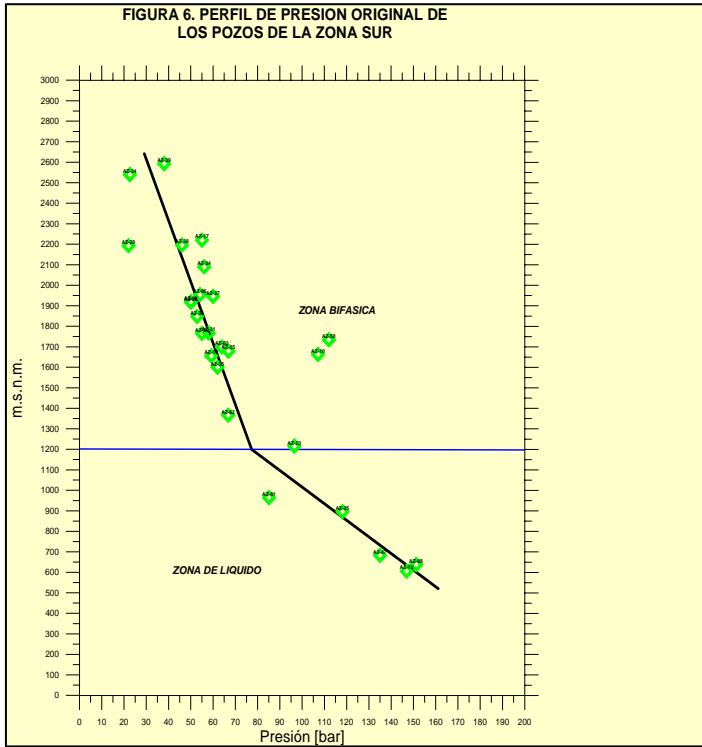


Fig. 5.4. Perfil idealizado de un reservorio dominado por líquido con capa de vapor. La línea magenta representa el perfil hidrostático de presión, que se cruza con el perfil de presión de saturación (línea amarilla), a la temperatura del reservorio (línea azul) que es de 270° C.

La principal diferencia con el caso anterior, es que, debido a la presencia de la capa de vapor que es muy compresible, el reservorio tiene un coeficiente de almacenaje alto, por lo que la caída de presión con la extracción es menor. Es decir, se comporta como un acuífero no confinado. Los pozos alimentados por la zona de líquido se comportarán de manera similar al caso anterior, mientras que los pozos someros producirán vapor únicamente.

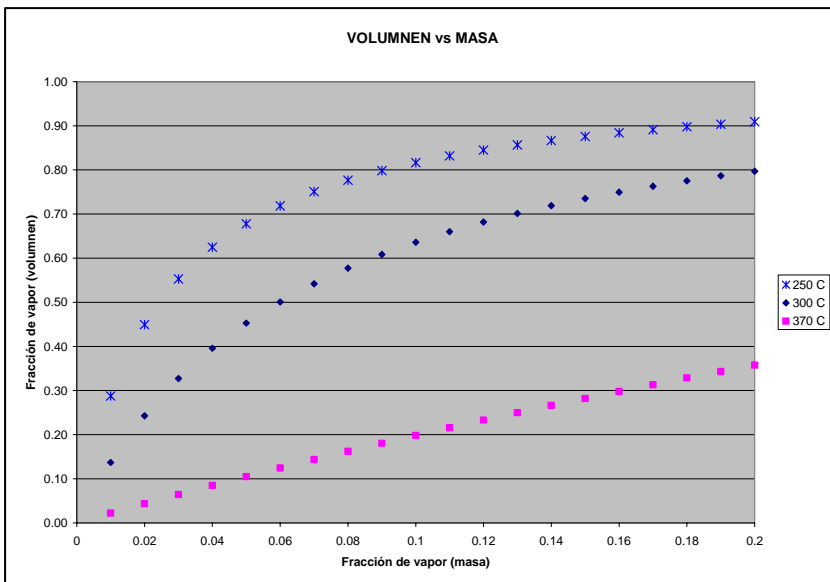


Los Azufres es un ejemplo claro de este tipo de reservorios, como puede apreciarse en el perfil original de presiones (Figura 5.5). Como puede apreciarse, la parte superior del perfil de presiones corresponde a una columna de vapor y agua, mientras que la porción inferior es claramente hidrostática. El punto de inflexión está bien definido.

Fig. 5.5. Perfil de presión del sector sur del reservorio de Los Azufres.

Reservorios dominados por vapor

Este tipo de reservorios es poco común. Su comportamiento es muy diferente de los casos anteriores. Las manifestaciones naturales de este tipo de sistemas consisten únicamente de fumarolas o suelos vaporizantes. No existen manantiales clorurados. La fase dominante en el reservorio es el vapor, que representa más del 50% en volumen, aunque en masa el porcentaje es mucho menor, debido a la baja densidad del vapor.



En la Figura 5.6 se muestra la correlación entre masa y volumen de vapor en reservorios con diferente temperatura.

Fig. 5.6.

La presión del reservorio corresponde a la de saturación y el gradiente de presión es prácticamente nulo, debido a la baja densidad del vapor (Figura 5.7).

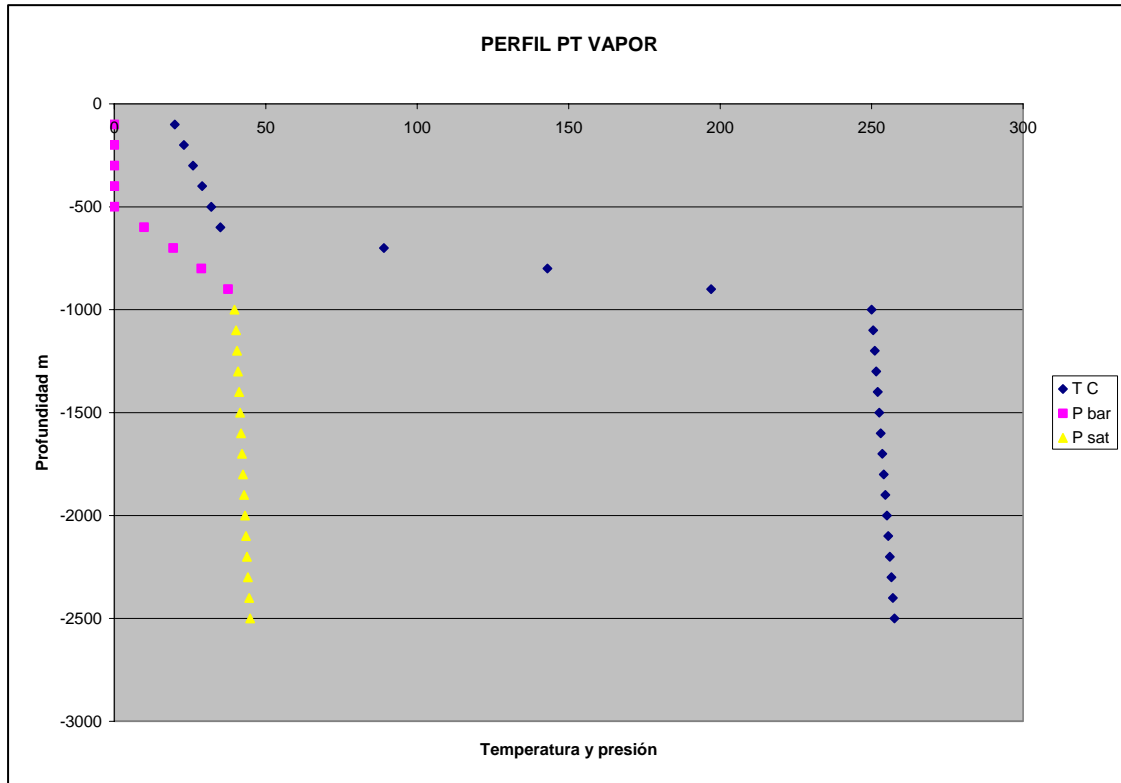


Fig. 5.7. Perfil idealizado de un reservorio dominado por vapor. La línea amarilla representa el perfil de presión de saturación a la temperatura del reservorio (línea azul) que es de 250° C.

El vapor se localiza en las fracturas y fallas principales, mientras que el líquido se encuentra en los poros adherido a la matriz de la roca. Por ello, la fase móvil dentro del reservorio es el vapor y es la que fluye hacia el fondo de los pozos, que producen vapor únicamente. La fase líquida es una reserva importante de masa y, al evaporarse por transferencia de calor de la roca, contribuye a la producción de vapor. El manejo de este tipo de reservorios es más sencillo pues no existe el problema del acarreo del agua superficial y de la reinyección. Los Geysers en Estados Unidos y Larderello en Italia son los ejemplos más conocidos de este tipo.

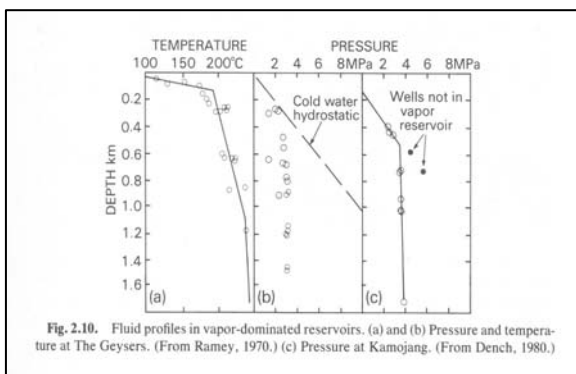


Fig. 2.10. Fluid profiles in vapor-dominated reservoirs. (a) and (b) Pressure and temperature at The Geysers. (From Ramey, 1970.) (c) Pressure at Kamojang. (From Dench, 1980.)

En la Figura 5.8. se muestran unos perfiles de presión y temperatura de Los Geysers y Kamojang.

Conceptualmente, este tipo de reservorios se puede representar mediante un “ducto de calor” (heat pipe) que transporta calor del fondo a la parte superior del reservorio de una manera muy eficiente. Los modelos conceptuales suponen la existencia de una salmuera profunda, que sería la fuente última del vapor; pero no ha sido encontrada al perforar pozos profundos (Figura 5.9).

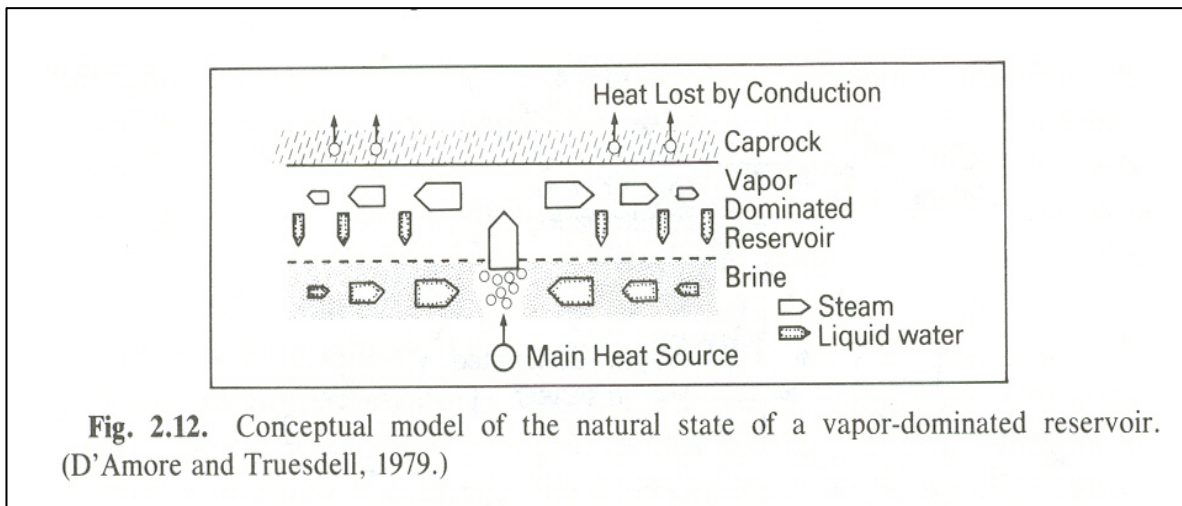


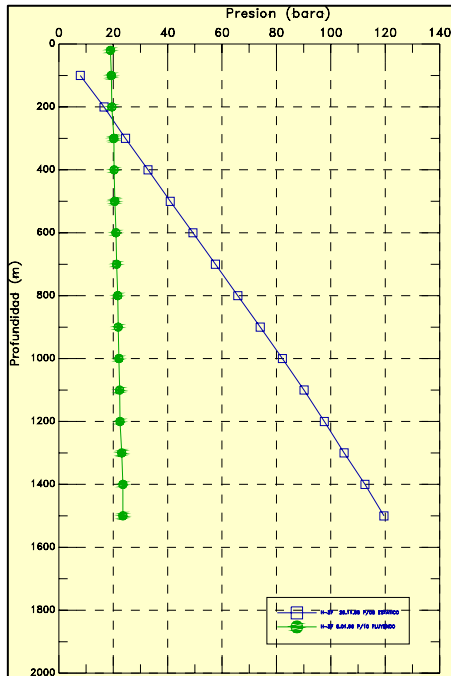
Fig. 5.9. Modelo conceptual de un reservorio dominado por líquido.

Reservorios de baja permeabilidad

Este tipo de reservorios es también poco común. Se caracterizan por estar saturados de líquido en su condición natural, por lo que el perfil de presión es del tipo hidrostático. Asimismo, cuando el pozo está cerrado o purgado presenta un nivel estático de líquido. Sin embargo, cuando está abierto, produce un fluido de alta entalpía, con una calidad de vapor superior a 0.9. El Campo de Los Humeros es un ejemplo de este tipo de reservorios.

Otra característica es la ausencia de manifestaciones termales del tipo de fumarolas o manantiales. En todo caso, estas se limitan al tipo de suelos vaporizantes.

Este comportamiento se debe a la baja permeabilidad. Al abrir el pozo, se establece un gradiente de presión muy grande entre éste y la roca, para poder vencer la resistencia al flujo. Conforme el fluido se mueve hacia el pozo, la presión pasa de una condición de líquido comprimido a una condición de saturación y se inicia el proceso de ebullición dentro de reservorio. El calor latente de ebullición es proporcionado por la roca. Cuando el fluido ingresa al fondo del pozo, es vapor casi en su totalidad.



En la Figura 5.10 se muestra un perfil de presión en un pozo de Los Humeros, en condiciones estáticas y fluyendo. Como puede apreciarse, la caída de presión entre el reservorio y el fondo del pozo es del orden de 100 bar.

Fig. 5.10. En azul se muestra el perfil de presión estático y, en verde, el dinámico. El perfil dinámico corresponde al de un pozo con alta saturación de vapor, mientras que el perfil con el pozo cerrado es hidrostático.

5.2 Parámetros del reservorio

Los parámetros que caracterizan a un reservorio se agrupan en termodinámicos e hidráulicos. También pueden dividirse en estáticos, aquellos que no cambian o que se variación es lenta y dinámicos, que varían con la explotación de manera significativa. A continuación se definirán estos parámetros y se discutirá su significado.

Volumen y porosidad

El volumen (V) del reservorio define su tamaño. Este se establece con base en criterios geológicos, geofísicos y de distribución de temperaturas. La definición de las fronteras depende, en cierta medida, del criterio del especialista. Normalmente se consideran las fallas que puedan actuar como límites, la distribución de resistividades del subsuelo, una cierta temperatura mínima, el perfil mineralógico de los pozos exploratorios, etc.

Las fronteras del volumen pueden ser totalmente cerradas, o abiertas al intercambio de calor únicamente o de calor y masa. Las fronteras abiertas pueden ser recarga o descarga del reservorio.

La porosidad (ϕ) se define como la razón del volumen de huecos entre el volumen total. Es una variable adimensional y se expresa como una fracción o como un porcentaje. Los valores típicos de porosidad de los reservorios varían de 0,05 a 0,20.

La porosidad total tiene dos componentes. La primera consiste en la porosidad de la matriz de la roca, que suele ser de menor importancia y la segunda, consiste de los huecos generados por el fallamiento y fracturamiento de la roca, que es la más importante, sobre todo en rocas volcánicas e intrusivas.

También suele utilizarse el concepto de porosidad efectiva, aunque en reservorios geotérmicos no es relevante. La porosidad del reservorio está saturada de fluidos (agua, vapor y gases); pudiera darse el caso de que cierta fracción del líquido, al estar adherida fuertemente a la matriz de la roca, no fuese recuperable. La porosidad efectiva sería la porosidad total menos esta fracción volumétrica no recuperable de líquido. Sin embargo, en un reservorio geotérmico es más probable que al agua adherida a la roca se evapore en un momento dado de la vida productiva y, así, viaje hacia los pozos y contribuya a la producción.

La porosidad de la roca se determina mediante registros geofísicos de pozos, por ejemplo, gama-neutrón, y mediante pruebas de laboratorio en núcleos. Las técnicas de registros geofísicos están desarrolladas sobre todo para rocas sedimentarias y su aplicación en rocas volcánicas puede ser algo incierta. Por otra parte, las mediciones en núcleos son muy puntuales y, por lo mismo, poco representativas de todo el reservorio. Además, los núcleos deben ser manejados con cuidado para no perder la geometría de las fallas o fracturas que estén embebidas en ellos.

Densidad y volumen específico

La densidad del fluido se define como la masa por unidad de volumen (kg/m^3) y su recíproco es el volumen específico (volumen por unidad de masa, m^3/kg). En un reservorio bifásico la densidad total está dada por la fórmula: $\rho_t = x_l \rho_l + x_v \rho_v$; donde x_l y x_v son la fracción en masa del líquido y del vapor, respectivamente. A su vez, el volumen específico total es igual a: $v_t = x_l v_l + x_v v_v$.

Los valores de densidad y volumen específico a diferentes presiones y temperaturas se obtienen de las tablas de vapor.

Saturación y calidad

La saturación es la fracción volumétrica de cada una de las fases (líquido, vapor, gases) con respecto al fluido total. A su vez, la calidad es la fracción másica de cada una de las fases.

La relación entre saturación y calidad, para diferentes temperaturas del reservorio, está representada gráficamente en la Figura 5.6. Si se conocen las calidades de

líquido y vapor, las saturaciones respectivas (s_l y s_v) serán igual a: $s_l = \frac{x v_l}{v_t}$ y

$$s_v = \frac{x_v v_v}{v_t}; \text{ donde } s_l + s_v = 1.$$

Si se conocen las saturaciones de cada fase y la temperatura del reservorio, mediante un procedimiento de ensayo y error se pueden calcular las calidades respectivas.

Por lo general, la saturación y calidad de gas se consideran igual a cero, aunque en realidad tiene un valor aunque este es pequeño. Cuando se tiene necesidad de realizar mediciones o simulaciones numéricas más exactas se debe tomar en cuenta la saturación de gas.

Presión, temperatura y entalpía

Las variables presión (P), temperatura (T) y entalpía del fluido (H) definen el estado termodinámico del reservorio. La presión y la temperatura son variables intensivas, mientras que la entalpía es extensiva, por lo que se utiliza la entalpía específica (h), que es la entalpía por unida de masa (kJ/kg). La presión debe expresarse en Pascales (Pa), aunque se permite el uso del bar. Un bar es igual a 100 kPa.

En un reservorio dominado por líquido, el valor de la entalpía corresponde al del líquido a la temperatura del reservorio. En un reservorio dominado por vapor o bifásico, la presión y la temperatura son interdependientes y tienen los valores correspondientes a la saturación. En este caso, la entalpía del reservorio depende de la temperatura y de la calidad: $h_r = x_l h_l + x_v h_v$.

En un reservorio, la mayor parte de la energía térmica está contenida en la roca, del orden del 70 al 80%. Esta energía se extrae, ya sea al reinyectar o al recargarse el reservorio con agua más fría, o cuando se presentan procesos de ebullición en el reservorio. La energía de la roca depende de su capacidad calorífica que es del orden de 0.8 a 1 kJ/kg°C; es decir, una roca a 250°C tiene una entalpía específica de 200 a 250 kJ/kg. Si consideramos una densidad típica del orden de 2.5 kg/m³, un metro cúbico de roca a esa temperatura tiene una entalpía de 500 a 625 kJ/m³.

La razón de por qué se utiliza la entalpía para caracterizar el contenido energético del reservorio y no la energía interna, es porque en un proceso de expansión adiabática la entalpía permanece constante y el proceso de flujo a través de un pozo hasta su descarga a la atmósfera se asimila a una expansión casi adiabática.

Almacenaje

El almacenaje relaciona la presión del reservorio con la masa y con la compresibilidad. En un reservorio con un almacenaje alto la presión declina de manera moderada como respuesta a la extracción, mientras que si el almacenaje es bajo, la presión declinará rápidamente.

La compresibilidad depende del tipo de reservorio. Es menor en los dominados por líquido y máxima en los bifásicos. A continuación discutiremos cada caso.

Reservorio dominado por líquido

Suponemos un reservorio cerrado, en el que no existe recarga natural ni reinyección. En ese caso, el cambio de masa debido a la extracción es igual al cambio de densidad del líquido: $V \frac{d(\phi\rho)}{dt} = -q\rho$, donde V es el volumen del

reservorio y q el caudal volumétrico extraído. Ya que el fluido está en estado de líquido comprimido, el flujo hacia el fondo del pozo es isotérmico. Bajo esta condición, la ecuación anterior se expresa en términos del cambio de presión de la

manera siguiente: $V\phi\left(\frac{\partial\rho}{\partial P}\right)_T\left(\frac{dP}{dt}\right) = -q\rho$ (1). A continuación definimos dos

términos: compresibilidad y coeficiente de almacenaje volumétrico. La

compresibilidad se define como: $c = \left\{ \rho^{-1} \left(\frac{\partial\rho}{\partial P} \right)_T \right\}$ (2) y el coeficiente de almacenaje

como: $\xi_v = V\phi c$ (2). Sustituyendo estas definiciones en la ecuación (1), se obtiene

que: $\xi_v \left(\frac{dP}{dt} \right) = -q$ (3). Esta ecuación relaciona el cambio de presión con el

volumen de extracción. Dada una extracción fija (-q es constante), si la compresibilidad es baja, la variación de presión será mayor y, si la compresibilidad es alta, la variación de presión será menor.

Hasta ahora hemos considerado únicamente la compresibilidad del fluido; pero en la realidad también la roca del reservorio es compresible, por lo que el coeficiente de almacenaje se expresa como $\xi = V(c_m + \phi c)$, donde c_m es la compresibilidad de la roca. En general, la compresibilidad de las rocas volcánicas e intrusivas es mucho menor que la compresibilidad del fluido; sin embargo, ciertas formaciones sedimentarias pueden tener una compresibilidad comparable a la del fluido. La compresibilidad de la roca raramente se mide, por lo general se utilizan valores tomados de la literatura en las simulaciones numéricas. El almacenaje de un reservorio de espesor uniforme h, ésta dado por la expresión: $S = (c_m + \phi c)h$ y es

igual a $S = \frac{\xi}{A}$, donde A es el área del reservorio; es decir, S es igual al coeficiente de almacenaje por unidad de área.

CALCULO DEL ALMACENAJE

A manera de ejemplo, podemos calcular el almacenaje de un reservorio de este tipo, cuya temperatura original es de 250° C. Suponemos una presión inicial mayor que la de saturación, digamos, 100 bar. La densidad del líquido, a estas condiciones, es de 805.703 kg/m³. (Los valores se pueden obtener de varios sitios de Internet que ofrecen gratis las tablas de vapor completas). A 99 bar y 250° C, la densidad es 805.593 kg/m³. Con estos datos obtenemos que la compresibilidad es de $c = \frac{1}{805.703} \left(\frac{805.703 - 805.593}{100 - 99} \right) = 1.365E^{-4} \text{ bar}^{-1}$. Un valor pequeño, correspondiente a un acuífero confinado.

Suponemos, ahora, un reservorio de 1 km³ de volumen total y una porosidad de 0,1. El coeficiente de almacenaje volumétrico será: $\xi = 1E^9 * 0.1 * 1.365E^{-4} = 1.365E^4 \frac{m^3}{bar}$. Es decir, la capacidad

de producción del reservorio es de 13650 m³ de agua por cada bar de caída de presión. Suponiendo que la compresibilidad se mantiene constante hasta los 40 bar, presión algo mayor a la de saturación que es de 39.76 bar por lo que el reservorio sigue siendo de líquido comprimido, la producción acumulada sería del orden de 13650*60=819000 m³, equivalente a 655200 toneladas de líquido, suponiendo una densidad de 0,8 t/m³ a 250° C; es decir, una cantidad notoriamente insuficiente para que la explotación sea económicamente viable. La cantidad de vapor que se obtiene a una separación de 10bar y, por ende, una calidad de vapor de 0,16, es de 104832 toneladas.

La conclusión de este ejercicio es que un reservorio de líquido comprimido no es comercial a menos de que exista recarga natural o reinyección o que alcance la condición de saturación y, por lo mismo, aumente notoriamente su coeficiente de almacenaje, como veremos más adelante.

Un escenario más realista consiste en considerar que una fracción del volumen extraído se reinyecta. En ese caso tenemos que el balance volumétrico está dado por la expresión: $\xi_v \left(\frac{dP}{dt} \right) = q_r - q$, donde q_r es el caudal volumétrico reinyectado, que es una fracción del caudal extraído, por lo que podemos simplificar de la manera siguiente: $q_r = aq$, donde a es una constante menor que uno y mayor que cero. (Con objeto de simplificar el ejercicio suponemos que las densidades del agua extraída y de la reinyectada son iguales o que la constante (a) incorpora esa diferencia). Entonces: $\xi_v \left(\frac{dP}{dt} \right) = (a - 1)q$. Como es obvio, el efecto de la reinyección puede considerarse equivalente a una reducción de la extracción por el factor ($a-1$). Si a tiene un valor cercano a la unidad querrá decir que la explotación del reservorio es óptima y la presión decae muy lentamente. Esto, sin embargo, es prácticamente imposible de lograr.

Otra alternativa para hacer comercial al reservorio es el que exista una recarga natural, la cual puede considerarse proporcional a la caída de presión del reservorio: $q_r = b(P_0 - P)$, donde P_0 es la presión inicial y b una constante de proporcionalidad. (Hacemos las mismas consideraciones sobre

la densidad que en el caso de reinyección). Entonces: $\xi \left(\frac{dP}{dt} \right) = b(P_0 - P) - q$. La solución de esta ecuación es: $P_0 - P = \frac{q}{b} \left[1 - e^{-\frac{t}{\tau}} \right]$, donde $\tau = \frac{\xi}{b}$ es un tiempo característico del reservorio. Puede demostrarse que si el tiempo de extracción es mucho menor que τ , entonces la ecuación anterior se reduce a: $P_0 - P = \frac{q}{b} \frac{t}{\tau} = \frac{qt}{\xi}$; es decir, al inicio de la extracción, la caída de presión del reservorio depende del coeficiente de almacenaje. Por otra parte, si el tiempo de extracción es mucho mayor que τ , entonces la ecuación se reduce a: $P_0 - P = \frac{q}{b}$, cuando el tiempo de extracción es largo, el almacenaje deja de ser significativo y el parámetro importante es b, es decir, la cantidad de recarga.

Reservorio dominado por líquido con capa de vapor

En este tipo de reservorios, el coeficiente de almacenaje es mucho mayor, debido a la capa de vapor existente en la parte superior y que es muy compresible. En estos reservorios se puede extraer de la capa de vapor o de la zona de líquido. El efecto de extraer de la capa de vapor es un descenso general de las presiones del reservorio (Figura 5.11). La tasa de descenso dependerá del coeficiente de almacenaje de la capa de vapor, que se comporta como un acuífero bifásico, caso que veremos más adelante. La extracción de la zona de líquido tiene por efecto el descenso del nivel de transición entre el vapor y el líquido (Figura 5.12).

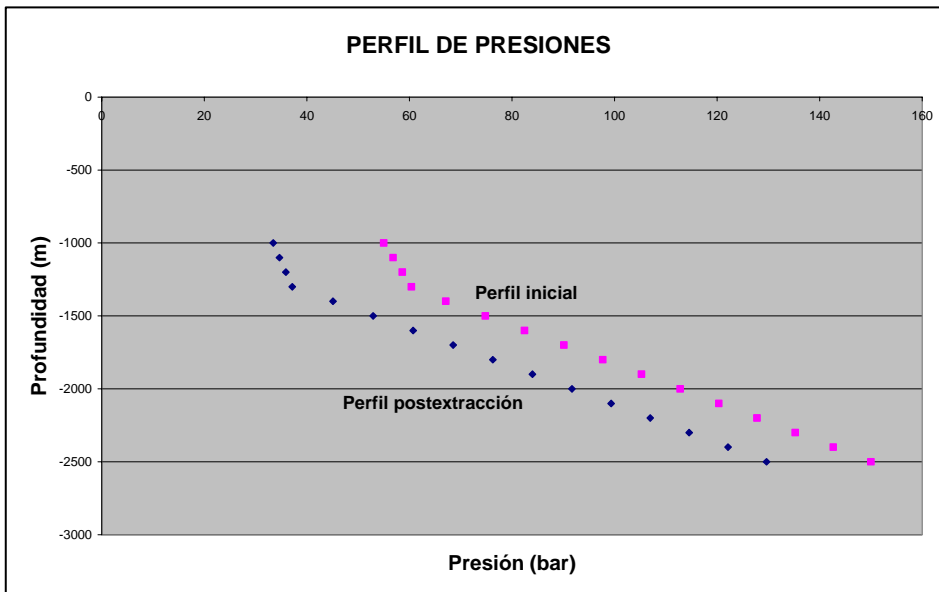
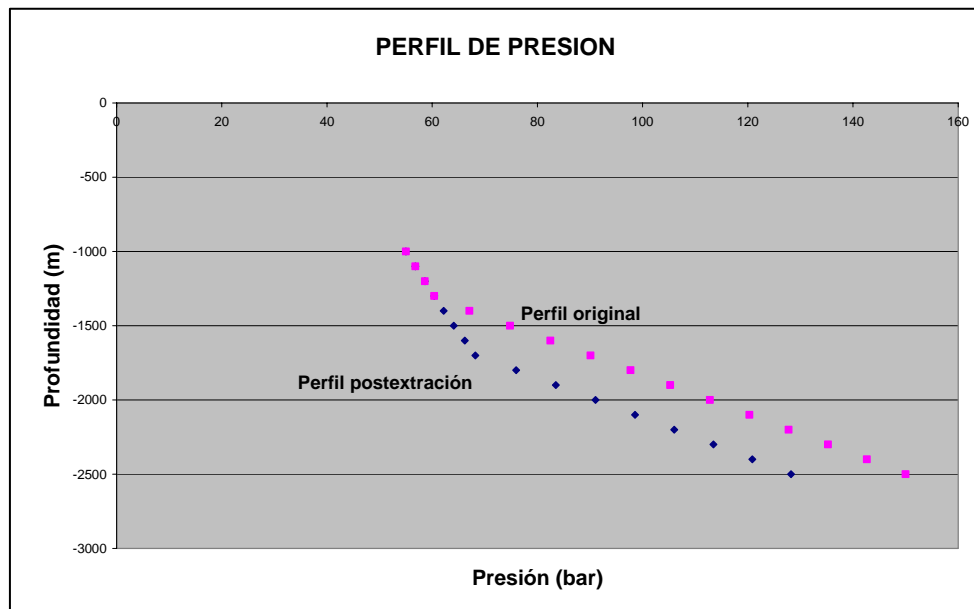


Fig. 5.11. Evolución del perfil de presiones por efecto de la extracción de la capa de vapor.

Fig. 5.11. Evolución del perfil de presiones por efecto de la extracción de la zona de líquido.



La relación entre la extracción y el descenso de presión en la zona de líquido está dada por la expresión: $A\phi \frac{dz}{dt} = -q$ (4); es decir el volumen extraído es igual a área del reservorio (A), multiplicada por la porosidad y por el descenso del nivel del agua. Por otra parte: $dP = \rho g dz$, por ser un perfil hidrostático. Sustituyendo el valor de dz en la ecuación (4), obtenemos: $\frac{A\phi dP}{\rho g dt} = -q$, expresión similar a la ecuación

(2). Comparando ambas ecuaciones, obtenemos el valor del coeficiente de almacenaje volumétrico del reservorio, que corresponde al de un acuífero no confinado: $\zeta_v = \frac{A\phi}{\rho g}$. Ahora bien, dado que $\zeta_v = V\phi c$, tenemos que la

compresibilidad es igual a: $c = \frac{1}{\rho g h}$ (5).

CALCULO DEL ALMACENAJE

Ahora podemos calcular el valor del almacenaje de un reservorio cuya temperatura original es de 250° C, su presión de 100 bar y que tiene una capa de vapor en la parte superior. La densidad de líquido es de 805,703 kg/m³. Suponemos también un reservorio de un km³, con un espesor de un km. Con estos datos obtenemos que: $c = \frac{1}{805,703 * 9,81 * 1000} = 1,27E^{-7} Pa^{-1}$, esto es, 1,27E⁻² bar⁻¹. El valor obtenido es 2 órdenes de magnitud mayor que el del reservorio confinado. El coeficiente de almacenaje volumétrico será: $\xi = 1E^9 * 0,1 * 1,27E^{-2} = 1,27E^6 \frac{m^3}{bar}$. En este caso,

extraeremos más de un millón de m³ por cada bar de caída de presión. Si permitimos que la presión descienda hasta 40 bar, como en el caso anterior, obtendremos un volumen total de 76,2 millones de metros cúbicos o 61 millones de toneladas, suponiendo una densidad de 0,8 t/m³. En este caso, la cantidad extraída ya puede ser considerada como atractiva comercialmente, incluso considerando que el reservorio está cerrado. Considerando una presión de separación de 10 bar y, por ende, una calidad de vapor de 0,16, se obtienen 9,76 toneladas de vapor.

La consideración relativa a la reinyección es válida también en este caso. Su efecto puede considerarse como una reducción de la extracción y, por tanto, disminuir la tasa de decaimiento de la presión. Igualmente, son válidas las consideraciones acerca de la recarga natural. También debemos considerar que un reservorio de este tipo puede evolucionar a dos fases.

Reservorio bifásico

Los reservorios dominados por vapor, la capa de vapor de un reservorio dominado por líquido e, incluso, un reservorio dominado por líquido en su estado de madurez, se comportan como acuíferos bifásicos, en los que el líquido ocupa preferentemente los huecos de los poros de la roca y el vapor los huecos de fallas y fracturas. En los reservorios de baja permeabilidad, en el cono de influencia de los pozos también existen condiciones de dos fases. En este caso, la relación entre caída de presión y extracción es más compleja, debido al fenómeno de ebullición dentro del reservorio, que hace que el flujo hacia el pozo no sea isotérmico ni adiabático con respecto al sistema roca-fluido. Para caracterizar termodinámicamente a un reservorio de este tipo es necesario determinar únicamente la temperatura o la presión, dado que el fluido está en estado de saturación. Además, se debe determinar la saturación de vapor. Este parámetro es crítico para determinar las reservas energéticas del reservorio; sin embargo, no existe una metodología universalmente aceptada para conocer la saturación original de un reservorio. Existen algunos métodos basados en el contenido y distribución de los gases; pero los resultados que se obtienen son un tanto inconsistentes. Normalmente, la saturación es un parámetro que se ajusta en los simuladores numéricos, con base en la calibración de la historia de producción.

En un reservorio bifásico a una disminución de presión corresponde, inevitablemente, una disminución de temperatura. A su vez, esto hace que la roca ceda calor al fluido, en una cantidad igual a: $V(\rho C)\Delta T$, donde ρC es la capacidad calorífica volumétrica de la roca húmeda y está dada por la expresión: $\rho C = (1 - \phi)\rho_r C_r + \phi S_l \rho_l C_l$, donde el subíndice r se refiere a la roca y el subíndice l al líquido. Este calor que la roca transfiere al fluido hace que un cierto volumen de líquido se evapore y fluya hacia el pozo. El caudal volumétrico producido es igual al volumen de vapor obtenido menos el volumen de líquido evaporado; es decir:

$$\Delta V = \left[\frac{V\rho C\Delta T}{h_{lv}} \right] (v_v - v_l), \text{ donde } h_{lv} \text{ es la entalpía específica de vaporización y } v_v \text{ y } v_l$$

Los volúmenes específicos del vapor y de líquido. El término entre corchetes representa la cantidad de masa de líquido evaporada, como puede comprobarse

con un análisis dimensional. Si dividimos la expresión anterior por ΔP , que es la caída de presión debida a la extracción de volumen ΔV , y reacomodamos

términos, obtenemos la expresión: $\Delta V = \left\{ \left[\frac{V\rho C}{h_{lv}} \right] (v_v - v_l) \left(\frac{\Delta T}{\Delta P} \right) \right\} \Delta P$, que en

términos diferenciales y considerando que $\frac{dV}{dt} = -q$ es el caudal volumétrico de

vapor producido, se obtiene la expresión final: $\left\{ \left[\frac{V\rho C}{h_{lv}} \right] (v_v - v_l) \frac{dT_s}{dP} \right\} \frac{dP}{dt} = -q$. De

inmediato se puede reconocer que el coeficiente de almacenaje volumétrico es

igual a: $\xi = \left[\frac{V\rho C}{h_{lv}} \right] (v_v - v_l) \frac{dT_s}{dP}$. A diferencia de los casos anteriores, se observa

que esta expresión es compleja y depende no solo de la densidad y la presión, sino también de variables térmicas, como la entalpía de vaporización, la capacidad calorífica y el cambio de temperatura. A su vez, la compresibilidad será igual a:

$$c = \left\{ \frac{\rho C}{h_{lv}} (v_v - v_l) \frac{dT_s}{dP} \right\} \frac{1}{\phi}$$

CALCULO DEL ALMACENAJE

Como en los casos anteriores, haremos el ejercicio de calcular la compresibilidad y el almacenaje de un reservorio bifásico, cuya temperatura inicial es de 250° C. La presión de saturación correspondiente es de 39,76 bar; la entalpía específica de vaporización es de 1716 kJ/kg y los volúmenes específicos de vapor y líquido, 0,05 y 0,00125 m³/kg, respectivamente. La porosidad es

de 0,1. Suponiendo un descenso de un bar de presión, el valor $\frac{dT_s}{dP}$ será igual a (1,5/1). Por último,

el valor de ρC es aproximadamente igual a 2500 kJ/(m³ °C) Con estos valores, calculamos la

compresibilidad: $c = \left\{ \frac{2500}{1716} (0,05 - 0,00125) 1,5 \right\} \frac{1}{0,1} = 1,07 \text{ bar}^{-1}$. Este valor es dos órdenes de

magnitud mayor que el del acuífero de líquido no confinado y cuatro órdenes de magnitud que el caso de acuífero confinado.

A su vez, el coeficiente de almacenaje volumétrico, suponiendo un reservorio de 1 km³, es igual a:

$\xi_v = V\phi c = 1E^9 * 0,1 * 1,07 = 1,07E^8 \frac{m^3}{bar}$, es decir, 100 millones de metros cúbicos de vapor

producidos por cada bar de disminución de presión, que equivalen a 2 millones de toneladas de vapor, a la temperatura de 250° C. En este caso, podemos permitir que la presión del reservorio descienda no más del orden de 10 bar; es decir, que podríamos obtener una producción acumulada de 20 millones de toneladas de vapor.

Aunque la capacidad de producción de un reservorio bifásico cerrado es mucho mayor que la del reservorio de líquido; sin embargo, también en el largo plazo, la vida útil del reservorio dependerá de

la reinyección y de la recarga natural. Como veremos más adelante, en los reservorios bifásicos la reinyección debe realizarse con gran cuidado para evitar que la presión disminuya con severidad.

En la tabla a continuación se muestra un resumen de los resultados obtenidos de comparar los distintos tipos de reservorios, bajo el supuesto de que la reinyección y la recarga no existen.

Tipo	T _i (°C)	T _f (°C)	P _i (bar)	P _f (bar)	ξ _v (m ³ /bar)	Ton de masa Extraída	Ton de vapor producido
Líquido confinado	250	250	100	40	1,4E ⁴	6,6E ⁵	1,0E ⁵
Líquido no confinado	250	250	100	40	1,3E ⁶	7,6E ⁷	9,8E ⁶
Bifásico	250	234	39,7	29,7	1,1E ⁸	2,0E ⁷	2,0E ⁷

Es evidente que el caso bifásico es el más favorable ya que se extrae menos masa total y se obtiene mayor cantidad de vapor (energía). Es importante hacer notar que, en un reservorio de líquido sin recarga o reinyección, no se extrae la energía térmica de la roca, sino solamente la energía que existe originalmente en el líquido, ya que todo el proceso es isotérmico con respecto a sistema líquido-roca. Sin embargo, estos son ejemplos simplificados que sirven para ilustrar conceptualmente el comportamiento de los reservorios. En la práctica, no existen reservorios sin recarga o reinyección. Además, los reservorios de líquido, especialmente si las temperaturas iniciales son cercanas o mayores a 300° C, eventualmente pasan a la condición de dos fases y su vida útil se prolonga.

Por ejemplo, el reservorio de Cerro Prieto, después de 33 años de producción, ha evolucionado de manera compleja. El sector occidental, el primero en ser explotado, presenta en general una disminución gradual de la temperatura, por efecto de la recarga natural y la reinyección. El sector central y, sobre todo, el sector oriental han evolucionado a dos fases y han presentado cierta cantidad de recarga profunda de agua caliente. En el reservorio de Los Azufres el comportamiento dominante ha sido la ampliación de la capa original de vapor y la evolución generalizada a dos fases, y una influencia limitada de la reinyección. En Los Humeros, la extracción es pequeña en comparación con el potencial del reservorio, por lo que no ha habido cambios notables; sin embargo, será interesante observar como evolucionará este reservorio de baja permeabilidad.

Conductividad hidráulica o movilidad

El flujo en medios porosos está descrito por la Ley de Darcy, cuya formulación más simple está dada por la ecuación: $q = -\frac{k}{\mu} \frac{dP}{dx}$ o $w = -\frac{k}{\nu} \frac{dP}{dx}$, donde q

representa el flujo volumétrico por unidad de área (sus unidades son $\frac{m}{s}$) y w el

flujo másico por unidad de área $\left(\frac{kg}{sm^2}\right)$. El término $\frac{k}{\mu}$ representa la conductividad

hidráulica. La ley nos dice que, en un medio poroso, el caudal es proporcional al gradiente de presión, que es la fuerza que causa el movimiento del fluido y la conductividad que mide la resistencia que el medio opone al flujo. La conductividad se compone de dos parámetros. El primero es la permeabilidad k , que es una propiedad de la roca que depende de la geometría de los poros y fracturas; las unidades son m^2 , que pueden visualizarse como una superficie equivalente a través de la cual transita el fluido. El segundo es la viscosidad dinámica μ , que es una propiedad del fluido y depende de la temperatura; las unidades son $Pa \cdot s$. La relación entre porosidad y permeabilidad es compleja y depende del tipo de roca. Por ejemplo, las arcillas son altamente porosas, pero poco permeables. Existen algunas relaciones empíricas entre ambos parámetros; pero deben tomarse con suma cautela, pues son válidas únicamente para cada caso individual. Cuando la ecuación de Darcy se expresa en términos de masa, se

usa la viscosidad cinemática ν cuyas unidades son $\left(\frac{m^2}{s}\right)$. Ambas viscosidades se

relacionan entre sí como: $\mu = \nu \rho$.

Trasmisividad

El producto de la conductividad hidráulica por el espesor del reservorio es la trasmisividad: $T = \left(\frac{k}{\mu}\right)h$, donde h es el espesor. Mediante pruebas transitorias de

presión es posible determinar la trasmisividad y también el almacenaje. A partir de la trasmisividad se puede calcular la conductividad; sin embargo, esto tiene sus inconvenientes, pues los pozos por lo general no atraviesan todo espesor del reservorio y, además, la sección atravesada por el pozo no es homogénea. Por lo común, las zonas de aporte del reservorio hacia el pozo se restringen a intervalos limitados de toda la columna del pozo.

Permeabilidades relativas

En los reservorios de dos fases, la conductividad hidráulica del vapor y del líquido son diferentes. Por ello, es necesario introducir el concepto de permeabilidades relativas, que son factores adimensionales que modifican la conductividad medida en condiciones de una sola fase. La ecuación de Darcy se modifica de la manera

siguiente: $q = -k \left(\frac{k_{rv}}{\mu_v} + \frac{k_{rl}}{\mu_l} \right) \frac{dP}{dx}$, donde k_{rv} y k_{rl} son las permeabilidades relativas

del vapor y del líquido, respectivamente. Su valor varía entre cero y uno y se cumple siempre la condición de que: $k_{rv} + k_{rl} < 1$. En la interpretación de pruebas de presión y en los modelos de simulación numérica, las permeabilidades relativas se calculan en función de la saturación. Anteriormente mencionamos que no existen técnicas aceptadas universalmente para determinar la saturación de las

fases en un reservorio; tampoco se conocen las funciones que relacionan permeabilidad relativa y saturación. Entonces resulta que en el caso de reservorios bifásicos existen serias limitantes en las herramientas para entender y predecir su comportamiento. Por lo general, reutilizan las llamadas curvas de Corey para determinar las permeabilidades relativas (Figura 5.12).

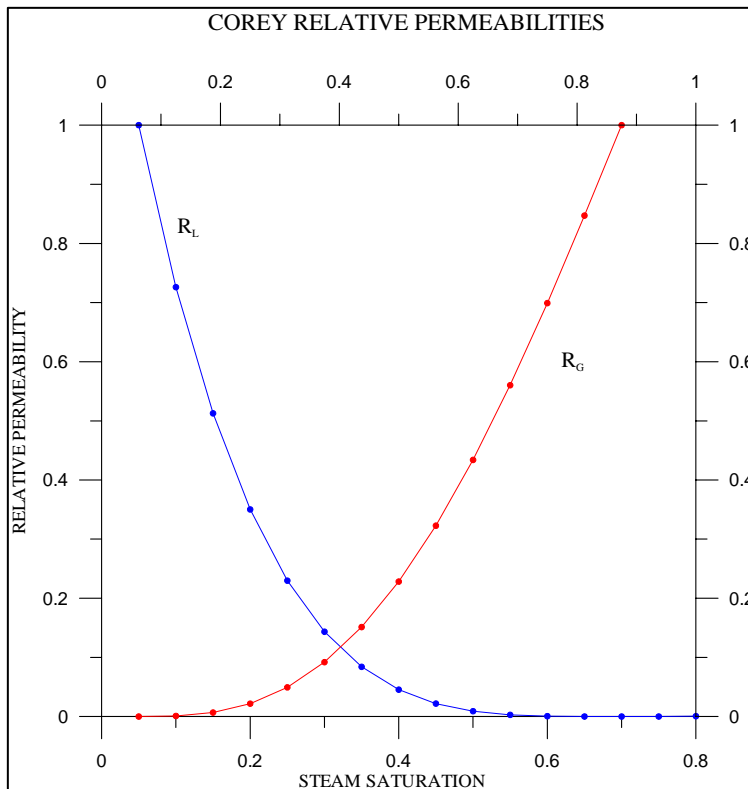


Fig. 5.12. Las permeabilidades relativas se muestran en función de la saturación de vapor. La línea azul representa la permeabilidad del líquido y la roja la del vapor. Puede observarse que, cuando la saturación de vapor es menor de 0,2, la fase líquida predomina, mientras que cuando la saturación de vapor es de 0,5 o mayor, la movilidad de la fase líquida se hace cero. Además, en el rango de 0,2 a 0,5 la suma de las permeabilidades es menor de 0,45.

Este comportamiento nos dice que, cuando la saturación de ambas fases es similar, estas se estorban al fluir, por lo que la conductividad hidráulica se reduce significativamente. Cuando una fase predomina, la otra se vuelve inmóvil. Algunas personas utilizan curvas de permeabilidad relativa de tipo "X", como la que se muestra en la Figura 5.13. Sin embargo, no son recomendables, ya que suponen que bajo cualquier condición de saturación de vapor la suma de las permeabilidades relativas será uno, lo cual es muy poco probable. En estricto rigor, se debería contar con curvas específicas para cada reservorio, lo cual no es posible en la práctica.

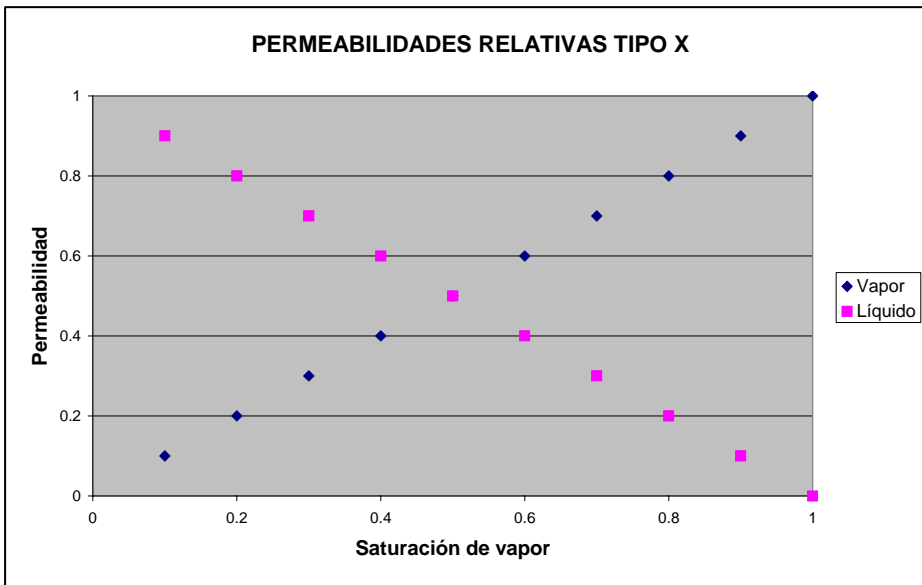


Fig. 5.13. Curva de permeabilidades relativas del tipo "X", en la que la suma de ambas permeabilidades es siempre igual a uno.

5.3 Pruebas transitorias de presión

El método usual para determinar el almacenaje y la trasmisividad del reservorio son las pruebas transitorias de presión. Estas consisten en provocar una perturbación transitoria en el reservorio y observar la respuesta del mismo. Existen varias pruebas, las más usuales son las de decremento (fall off) o de incremento (built up) de presión. En el primer caso, se inyecta agua a un caudal constante por un lapso de varias horas; a continuación se cierra el pozo y se observa decae la presión con el tiempo. Durante toda la prueba, desde la etapa de inyección, se mantiene una sonda de presión estacionada a una profundidad fija, en la zona productora. Es muy recomendable realizar esta prueba inmediatamente después de terminar la perforación de un pozo, cuando el pozo está frío. Más adelante, durante la vida útil de pozo, puede llevarse a cabo una nueva prueba. En el segundo caso, se mantiene al pozo produciendo a caudal constante y a continuación se cierra, observando cómo se recupera la presión en la zona productora. Estas pruebas normalmente se realizan durante la vida útil de los pozos, cuando ya están integrados al suministro de vapor. La ventaja es que no se enfría el pozo, como sería el caso de la prueba de inyección. Los resultados de ambos tipos de pruebas en un mismo pozo son similares, aunque puede haber algunas diferencias, ya que la roca en torno al pozo no se comporta igual bajo una u otra de las condiciones. Las pruebas de inyección tienden a provocar un cierto fracturamiento por choque térmico, que produce un incremento temporal de la permeabilidad.

El caso más sencillo de interpretar es de un pozo que penetra totalmente en un reservorio infinito, homogéneo e isotrópico, con un patrón de flujo radial hacia el pozo. Normalmente estas condiciones no se dan; sin embargo, el ejercicio es útil para comprender la teoría.

La ecuación de Darcy para flujo radial es la siguiente: $w = -\left(\frac{k}{\nu}\right)\left(\frac{dP}{dr}\right)$, donde r

representa el radio medido a partir de pozo. Por otra parte la ecuación de continuidad o de conservación de la masa, que relaciona los cambios temporales de masa con los espaciales, se puede expresar de la manera siguiente:

$\phi\left(\frac{\partial\rho}{\partial t}\right) + \frac{1}{r}\left(\frac{\partial(rw)}{\partial r}\right) = 0$. Combinando ambas expresiones obtenemos lo siguiente:

$$\phi c \rho \left(\frac{\partial P}{\partial t}\right) = \frac{1}{r} \frac{\partial\left(\rho\left(\frac{k}{\mu}\right)r\left(\frac{\partial P}{\partial r}\right)\right)}{\partial r}, \text{ y arreglando términos: } \frac{\phi\mu c}{k}\left(\frac{\partial P}{\partial t}\right) = \frac{1}{r} \frac{\partial\left(r\left(\frac{\partial P}{\partial r}\right)\right)}{\partial r}.$$

Esta es una ecuación de transporte, en este caso de masa, cuya solución es la siguiente: $(P - P_0) = -\frac{q\mu}{4\pi kh} E_1\left(\frac{\phi\mu cr}{4kt}\right)$. El término $\frac{k}{\phi\mu c}$ se conoce como difusividad

hidráulica y depende de propiedades de la roca y del fluido. Cuando el argumento de la función E_1 es pequeño, es decir, que ha transcurrido un tiempo suficientemente largo, la función puede aproximarse de la manera siguiente: $E_1(x) \approx -\ln x - \gamma$, donde γ es la constante de Euler e igual a 0,5722. Entonces,

tenemos que: $(P - P_0) = \frac{q\mu}{4\pi kh} \left(\ln t + \ln\left(\frac{4k}{\phi\mu cr^2}\right) - 0,5722 \right)$. Los valores del coeficiente

$\frac{4\pi kh}{q\mu}$ y del argumento de la función logaritmo $\frac{\phi\mu cr^2}{4k}$ los obtenemos de la curva de

presión vs tiempo, que se obtiene de la prueba. Como puede apreciarse, del primer término es posible obtener la transmisividad $T=kh$, ya que μ (viscosidad) y q (caudal volumétrico) se pueden determinar de manera independiente. A su vez, el

segundo término lo podemos escribir como sigue: $\frac{\phi chr^2}{4kh}$, de donde podemos

obtener el almacenaje $S=\phi ch$, ya que r (radio de drenaje) se puede determinar de manera independiente.

Como ya se mencionó, este es un caso ideal. En la práctica existen diferentes patrones de flujo hacia el pozo y diferentes geometrías del reservorio. En el pasado, se utilizaban colecciones de curvas típicas generadas bajo diferentes condiciones de flujo y geometría; la curva que se obtenía de la prueba se trataba de ajustar lo mejor posible con alguna de las curvas típicas y, de ahí, se obtenían los valores deseados. Actualmente existen programas de cómputo, como el Pan System, que son una herramienta muy útil para interpretar las pruebas de presión.

De las pruebas de presión también se puede obtener el llamado factor de daño, que es un parámetro que mide la reducción de la permeabilidad de la roca en la vecindad del pozo, debida a los fluidos usados durante la perforación o, durante la vida productiva del pozo, por la incrustación.

Realización de pruebas de presión

Interpretación de pruebas de presión

5.4 Medición de la producción de los pozos y aceptación de los pozos inyectores

5.5 Análisis del historial de producción

5.6 GEOQUIMICA DE RESERVORIOS

Desde un punto de vista químico, un reservorio es un sistema caracterizado por la interacción de gases, agua con solutos y roca. Se puede considerar este sistema desde dos perspectivas o acercamientos distintos. El primero, bajo el supuesto de que existe equilibrio químico entre los componentes del sistema, al menos parcialmente y por lapsos cortos. Si consideramos periodos largos el reservorio evidentemente no está en equilibrio, pues de lo contrario nada cambiaría en él. Aplicando modelos de equilibrio químico, con apoyo de programas de cómputo como el WATCH, podemos obtener conclusiones acerca de la historia térmica del reservorio, o predecir el potencial corrosivo o incrustante de los fluidos, entre otras cosas. Un segundo acercamiento, que es más descriptivo, consiste en conocer el comportamiento durante la vida productiva de los pozos de algunos parámetros químicos y, de ahí, deducir algunas conclusiones acerca de la respuesta del reservorio a la extracción; por ejemplo, la existencia de recarga inducida o el efecto de la reinyección en los pozos productores. En este segundo caso estamos utilizando a los diferentes componentes químicos como trazadores naturales.

Lo dicho en el párrafo anterior también es extensivo a los isótopos ambientales que se encuentran en la roca, el fluido y los gases.

Caracterización mineralógica y química de la roca

Por lo general, la roca se caracteriza mediante una descripción de los minerales que la conforman, estimando el porcentaje de cada uno, mediante láminas delgadas examinadas con microscopio petrográfico. De ser necesario, esta descripción se puede complementar con análisis de difracción de rayos x. Menos frecuente y menos útil en la práctica, es la determinación de la composición química de la roca. Para llevar a cabo esta determinación la muestra de roca debe ser digerida totalmente en una solución ácida. Se usan diferentes técnicas analíticas para determinar las concentraciones. Por convención, los resultados se expresan como porcentajes del óxido del elemento correspondiente; a saber, SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, Na₂O, CaO, etc.

En la tabla a continuación, se presenta el contenido de SiO₂ de los diferentes tipos de rocas ígneas.

		CHEMICAL COMPOSITION (% Silica)					
		70%	65%	60%	55%	50%	40%
TEXTURE	Glass	Obsidian					
	Fine Grained	Rhyolite	*Dacite	*Andesite	*Basaltic Andesite	Basalt	
	Coarse Grained	Granite	*Grano-diorite	Diorite		Gabbro	Peridotite
	Very Large Crystals	Pegmatite					

Muestreo de los fluidos geotérmicos

El mejor sitio para el muestreo del agua, vapor y gases es el separador de producción del pozo. Cuando esto no es posible, el muestreo se puede realizar en el cabezal del pozo utilizando un separador portátil. Suele obtenerse la muestra de agua separada en el vertedor, a presión atmosférica, por la facilidad de la operación. Sin embargo, cuando se lleva a cabo la integración de la información química, no debe olvidarse que la presión de separación de la muestra de gases será diferente de la del agua. Lo ideal es que ambas muestras se obtengan a la misma presión de separación. El método estándar para el muestreo de gases es el conocido como ampollita o botella de Giggenbach. El Organismo Internacional de Energía Atómica (OIEA) editó un manual detallado de los procedimientos de muestreo de fluidos geotérmicos.

Análisis químicos del agua separada y gases

Los parámetros que usualmente se analizan son: pH, conductividad eléctrica ($\mu\text{S}/\text{cm}$), elementos mayores (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , B, SiO_2) y elementos menores (Li^+ , Rb^+ , Cs^+ , As^{3+} , NH_4^+). Si se desea obtener un modelo de equilibrio químico agua-roca, es necesario analizar también Al^{3+} , Fe^{2+} y Fe^{3+} . El resultado analítico normalmente se expresa en unidades de mg/l. Debe evitarse el uso de ppm, por dos razones: primera, los mg/l son numéricamente equivalentes a las ppm únicamente cuando el litro de agua pesa un kg y esto solo se da cuando el agua no contiene iones disueltos; segunda, el término ppm es ambiguo pues no hace referencia a ninguna unidad, ya que pueden ser ppm con base en masa, en volumen o en moles.

Si bien la concentración analítica se expresa en mg/l, cuando se realizan modelos de equilibrio químico deben usarse moles/litro y la concentración debe transformarse en actividad, como veremos más adelante.

El manual antes citado del OIEA contiene también una descripción detallada de las técnicas analíticas más recomendadas para agua geotérmica.

Análisis químico de gases

Los gases geotérmicos se analizan por vía húmeda y por cromatografía de gases. Por vía húmeda se analizan el CO_2 , el H_2S y el NH_3 ; mientras que por cromatografía se analizan el H_2 , He, Ar, CH_4 y N_2 . El O_2 también se determina con objeto de controlar la calidad de la muestra, es decir, que no se haya contaminado con aire; la concentración real de O_2 en los gases geotérmicos está por debajo del límite de detección. Asimismo, con objeto de calcular temperaturas geotermométricas se suele analizar el CO; aunque es una determinación un tanto complicada.

La concentración de gases se expresa en milimoles/mol, ya sea en base húmeda (vapor más gases) o en base seca (sólo gases). Los ingenieros de producción prefieren expresar la concentración como porcentaje en peso. De cualquier manera, es sencillo transformar de moles a peso o viceversa.

El ya citado manual del OIEA también incluye un apartado sobre los gases geotérmicos. También puede consultarse el manual "Isotopic and Chemical Techniques in Geothermal Exploration, Development and Use", editado por Stefán Arnórsson y publicado por el OIEA.

Teoría de soluciones acuosas

El agua posee cuatro características peculiares: una, que en las condiciones de temperatura y presión de la superficie terrestre puede encontrarse en cualquiera de los tres estados, sólido, líquido o gaseoso; dos, que es una molécula polarizada, es decir, la distribución de cargas eléctricas no es homogénea, lo que la convierte en un solvente poderoso; tres, que el calor específico y el calor latente de vaporización son de los más grandes en las sustancias naturales. En la figura 5.14 se muestra un modelo de la molécula del agua. Cuatro, que la fase sólida es más densa que la fase líquida; la máxima densidad del agua se da a 4°C .

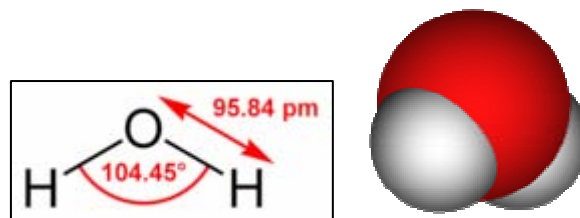


Fig.5.14. La distribución de cargas en la molécula del agua no es homogénea. Al ser el oxígeno más electronegativo, existe una carga negativa neta alrededor de él y una carga positiva neta alrededor de los dos átomos de hidrógeno.

La mayoría de los solutos en el agua son sales ionizadas, ya sean iones positivos (cationes) o negativos (aniones). La excepción son el boro y la sílice, los cuales se

encuentras disueltos como ácidos no ionizados (H_3BO_3 y H_4SiO_4). Sobre la sílice discutiremos en un apartado especial, dada su importancia en las salmueras geotérmicas como indicador de temperatura del reservorio y como incrustante potencial.

El comportamiento de los iones en el agua está relacionado con la actividad, más que con la concentración; la actividad toma en cuenta el hecho de que los iones interactúan entre sí, lo que hace que cambien sus propiedades fisicoquímicas. La actividad se define como: $[A] = \gamma C$, donde γ es el coeficiente de actividad, cuyo valor es igual o menor que 1 y mayor que 0, y C es la concentración en mol/l. Cuando la solución es poco concentrada el valor de γ tiende a uno y la actividad y la concentración son prácticamente iguales.

Existen varias ecuaciones para calcular el coeficiente de actividad; la más usual es la conocida como Debye-Hückel: $-\log \gamma = \frac{Az^2 \sqrt{\mu}}{1 + Ba\sqrt{\mu}}$, donde z es la carga eléctrica

del ión, a, el diámetro efectivo, μ la fuerza iónica de la solución; A y B son parámetros que dependen de la temperatura. A su vez, la fuerza iónica se calcula

con la ecuación siguiente: $\mu = \frac{1}{2} \sum_{i=1}^n C_i z_i^2$, donde C_i es la concentración molar del

ión. Estos cálculos son complicados y se requiere de una rutina que calcule los valores por aproximaciones sucesivas.

Una vez determinada la actividad de los diferentes iones, se puede calcular su grado de disociación y si están o no saturados con respecto a cierto mineral. El programa Watch y, de manera parcial, el GD Manager realizan estas rutinas.

El pH como indicador de la acidez

Recordemos que un ácido es un donador de protones (iones de hidrógeno, H^+), mientras que una base es una aceptadora de protones. Ahora bien, la constante de disociación de la molécula del agua a 25°C es igual $K_a = 1,011 \times 10^{-14}$; esto significa que el agua pura a esa temperatura tiene una concentración de H^+ aproximadamente igual a 1×10^{-7} mol/l y una concentración igual de OH^- ; es decir está en equilibrio. Como la solución es pura, la concentración y la actividad son iguales. Si definimos el pH como el valor negativo del logaritmo de la actividad de H^+ , entonces el agua pura tiene un $\text{pH} = 7$. Una solución será ácida si su pH es menor de 7, es decir, si su concentración de H^+ es mayor. Por el contrario, si el pH es mayor de 7, decimos que la solución es básica. En una solución, el pH está determinado no solo por la disociación de agua, sino también por los solutos presentes. La constante de disociación del agua depende de la temperatura y, por ende, el pH de equilibrio, conforme se muestra en la tabla a continuación:

T ° C	K: Constante de disociación (E ⁻¹⁴)	log K	pH equilibrio
25	1,008	-14,0	7
100	51,3	-12,30	6,15
200	398	-11,40	5,7
300	1000	-11,0	5,5

CONSTANTE DE DISOCIACION

La constante de disociación es un caso particular de constante de equilibrio químico que mide la propensión de una molécula a separarse en componentes menores. En el caso de ácidos y sales disueltos, se conoce también como constante de disociación. De manera general, la reacción de disociación de

representa como: $A_x B_y \Leftrightarrow xA + yB$, y la constante respectiva como: $K_d = \frac{[A]^x [B]^y}{[A_x B_y]}$,

la cual depende de la temperatura.

En el caso particular de la molécula de agua, la reacción de ionización es como sigue:

$H_2O \Leftrightarrow H^+ + OH^-$ y la constante de ionización como: $K_{H_2O} = [H^+][OH^-]$; ya que la actividad de la molécula del agua $[H_2O]$ por convención se considera igual a 1.

En la tabla a continuación se muestra la constante de disociación de algunos ácidos existentes en el agua geotérmica. Como puede observarse, los ácidos silícico y bórico son los más débiles, mientras que el ácido clorhídrico es un ácido fuerte.

Acido	25 C	50 C	100 C	150 C	200 C	250 C	300 C
H₄SiO₄	9.82	9.50	9.10	8.87	8.85	8.96	9.22
H₃BO₃	9.23	9.08	8.95	8.94	9.03	9.22	9.51
H₂S	6.98	6.72	6.61	6.81	7.17	7.6	8.05
H₂CO₃	6.36	6.29	6.42	6.77	7.23	7.75	8.29
HCl	-0.20	-0.14	0.03	0.25	0.50	0.84	1.37

En las salmueras geotérmicas, el pH del reservorio varía de ligeramente ácido a neutro y depende de la concentración del CO₂ y el H₂S, principalmente; aunque existen casos poco frecuentes en estas salmueras son muy ácidas debido a la presencia de HCl o de H₂SO₄. En el agua separada el pH tiende a ser mayor, debido a la desgasificación.

Conductividad eléctrica

La conductividad se expresa en $\frac{\mu S}{cm}$; es un parámetro fácil de medir y que indica de manera inmediata cambios importantes en la composición de la salmuera. La conductividad del agua pura es muy pequeña; en realidad son las sales disueltas las que hacen conductiva al agua, por lo que la conductividad es proporcional a la cantidad de sales disueltas.

Geotermómetros de fase líquida

Este tema se discute en el capítulo 3 del Manual. Cabe, sin embargo, hacer algunas precisiones acerca de la aplicación de los geotermómetros en el agua separada de los pozos. Los geotermómetros catiónicos se basan siempre en la razón de dos o más cationes, razón por la cual se pueden aplicar directamente al agua separada, sin importar que ésta esté más concentrada por el efecto de separación del vapor. Sin embargo, los geotermómetros de la sílice se basan en la concentración de esta especie, por lo que es necesario tener en cuenta que la concentración de sílice del agua separada no es la misma que la de reservorio. La corrección por pérdida de vapor se puede hacer de dos maneras. La primera, que es válida solamente para muestras tomadas del vertedor cuando el pozo fluye directamente a la atmósfera, sin separador de producción, consiste en aplicar la fórmula de Fourier con pérdida máxima de vapor: $t(^{\circ}C) = \frac{1522}{5.75 - \log c} - 273$. En

caso de que se desee utilizar cualquier otra de las fórmulas, es necesario primero calcular la concentración del agua separada a descarga total.

Cálculo de la descarga total

Conceptualmente, el cálculo a descarga total consiste en reincorporar el vapor separado al líquido y obtener así la concentración en el fluido total: $C_t = x_v C_v + x_l C_l$, donde C representa la concentración. Ahora bien, en el caso de la mayoría de las especies químicas disueltas en el agua, podemos considerar que C_v es igual a 0; con algunas excepciones como el H_2S y el H_3BO_3 , que se encuentran en ambas fases. Bajo esta consideración tenemos que: $C_t = x_l C_l$.

Para el cálculo de la descarga total es necesario conocer la fracción de líquido a las distintas presiones de separación. El cálculo parte del valor de la entalpía total de producción: $h_t = x_v h_v + x_l h_l$, donde las fracciones y entalpías de vapor y líquido corresponden a la presión absoluta de separación. Considerando que $x_v + x_l = 1$, tenemos: $h_t = h_v - x_l h_{lv}$, de donde despejamos $x_l = \frac{h_v - h_t}{h_{lv}}$.

En el caso de una muestra tomada en el vertedor de un pozo que fluye a la atmósfera, los valores de h_v y h_{lv} , corresponden a los de la presión atmosférica del lugar. En el caso de una muestra de agua tomada en el separador de producción y enfriada con serpentín, los valores de las entalpías corresponden a los de la presión del separador. Por último, el caso de muestras tomadas en el vertedor de un pozo que fluye a través del separador de producción, la corrección debe hacer en dos etapas, ya que hubo dos pérdidas de vapor, en el separador de producción y en el vertedor. Iniciamos con la corrección del vertedor; en ese caso la entalpía total h_t corresponde a la entalpía del líquido a la presión del separador

de producción y la fracción de líquido del vertedor será: $x_{l1} = \frac{h_v(p_{at}) - h_l(p_{sep})}{h_{lv}(p_{at})}$. A

su vez, la fracción de líquido en el separador será: $x_{l2} = \frac{h_v(p_{sep}) - h_t}{h_{lv}(p_{sep})}$. Por último, la

concentración a descarga total será: $C_t = x_{l1}x_{l2}C_l(p_{at})$.

5.7 Historial químico de los pozos

La evolución en el tiempo de la concentración de cloruros y de las temperaturas geotermométricas puede ser de gran ayuda para comprender los cambios en el reservorio debidos a la extracción. Es importante recordar que los cambios de presión son los que más rápido se difunden a través del reservorio, seguidos por los cambios químicos y, por último, los cambios térmicos. Esto se debe a que la roca, que contiene la mayor parte de la energía térmica del reservorio, actúa como un 'retardador' del enfriamiento al ceder calor al fluido. Gracias a ello, es posible prever un enfriamiento brusco, o más rápido de lo deseado, en los pozos productores. El enfriamiento puede deberse a que existe una conexión demasiado directa entre pozos inyectores y productores o a una entrada masiva de fluidos de menor temperatura de acuíferos vecinos del reservorio.

En la figura 5.14 se muestra el caso de los pozos M-31, M-35 y E-4 de Cerro Prieto. Se puede apreciar cómo, a partir de cierta fecha, la concentración de cloruros disminuye de manera perceptible por la recarga de agua periférica. Estos pozos, localizados hacia el poniente del campo, dejaron de ser productores algún tiempo después de que se manifestase esta recarga.

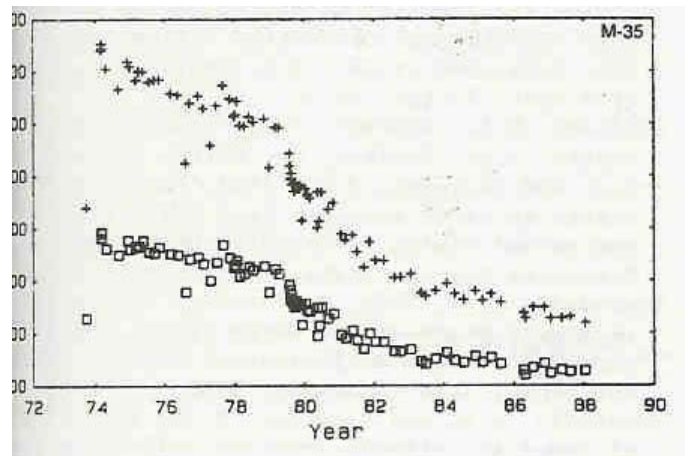
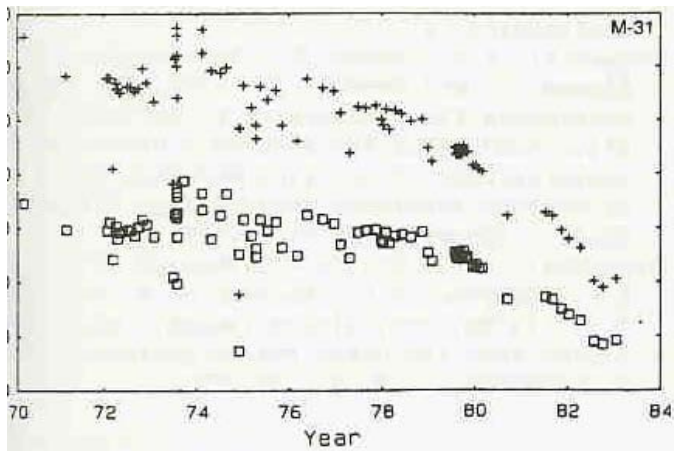
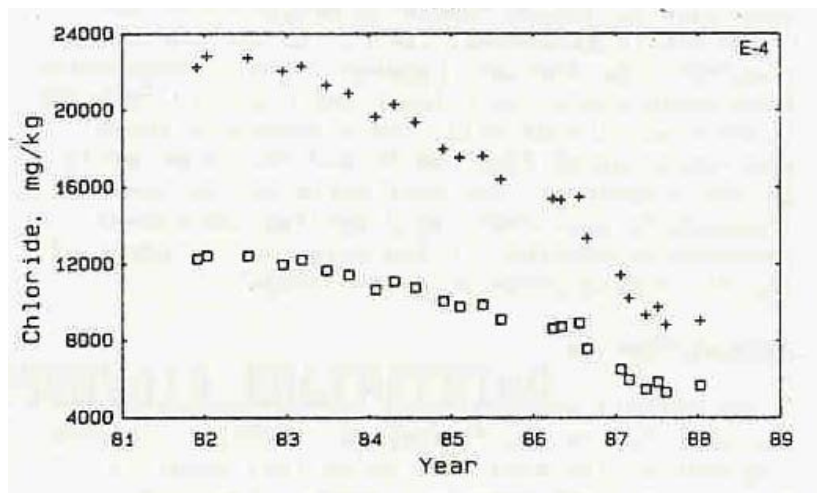


Fig. 5.14. Concentración de cloruros en el vertedor y a descarga total, de algunos pozos de Cerro Prieto. Se puede apreciar el momento de la llegada de la señal química del agua de recarga a los pozos.



En el caso del agua reinyectada el efecto es opuesto, la concentración de cloruros se incrementa debido a que el agua separada que se ha reinyectado está enriquecida por efecto de la separación de vapor. En la Figura 5.15 se muestra el pozo Az-46 de Los Azufres, donde claramente se observa este comportamiento.

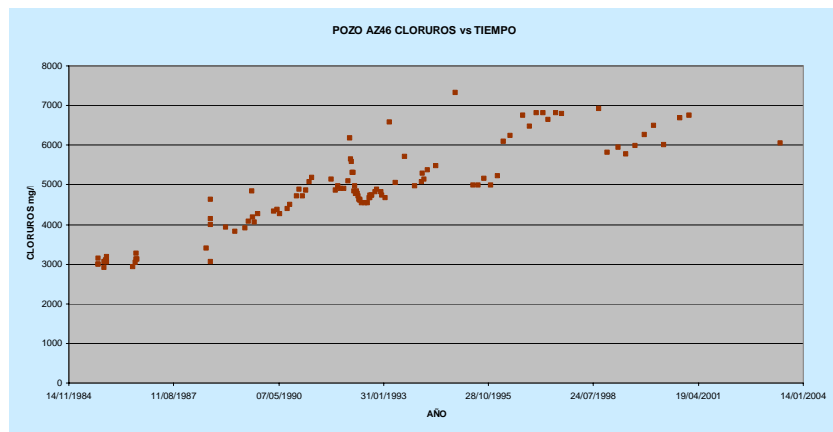


Fig. 5.15

Un tipo de gráfica, que puede ser ilustrativo de los procesos en el reservorio, es el de entalpía de producción vs cloruros a descarga total (Fig. 5.16).

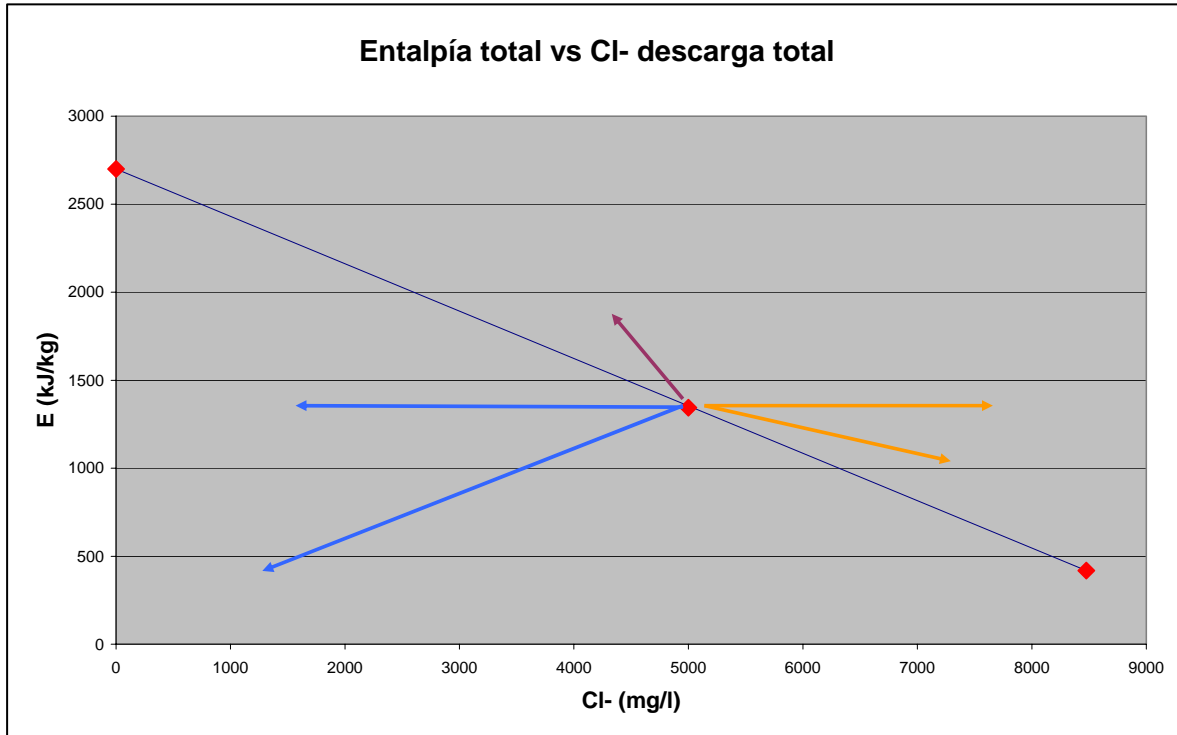


Fig. 5.16. Entalpía de producción vs cloruros calculados a descarga total.

Los puntos rojos representan un pozo hipotético; el punto central corresponde a las condiciones de un reservorio dominado por líquido de 300° C ($h=1344$ kJ/kg) y una concentración de cloruros de 5000 mg/l, el punto inferior a la derecha son las condiciones del agua del vertedor ($h=419$ kJ/kg, $Cl^- = 8475$ mg/l) y el punto superior izquierdo corresponde al vapor ($h=2700$ kJ/kg, $Cl^- = 0$ mg/l). Las flechas azules indican la tendencia en el caso de recarga de aguas periféricas de menor temperatura y concentración de cloruros; la línea horizontal indica que el agua de recarga barre suficiente calor de la roca de tal manera que su entalpía final es la original del reservorio, la otra línea indica que el reservorio se enfría paulatinamente. Por otra parte, las línea anaranjadas representan la influencia de agua de reinyección, enriquecida en cloruros por efecto de la separación del vapor. De nuevo, la línea horizontal correspondería al caso en el que el agua de reinyección se recupera térmicamente antes de llegar al pozo productor, mientras que la otra, indicaría un enfriamiento paulatino. Por último, la línea color vino indica la tendencia de enriquecimiento de cloruros por efecto de una ebullición vigorosa en la zona de drenaje del pozo.

En la figura 5.17 se muestran los pozos AZ-5 y Az-22 de Los Azufres, como un ejemplo en el que el proceso dominante en la zona de influencia de pozo ha sido la ebullición creciente y el aumento en el aporte de vapor en la zona de alimentación de los pozos.

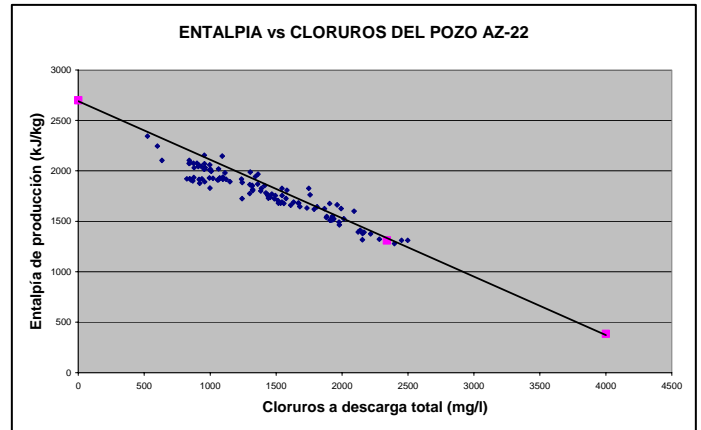
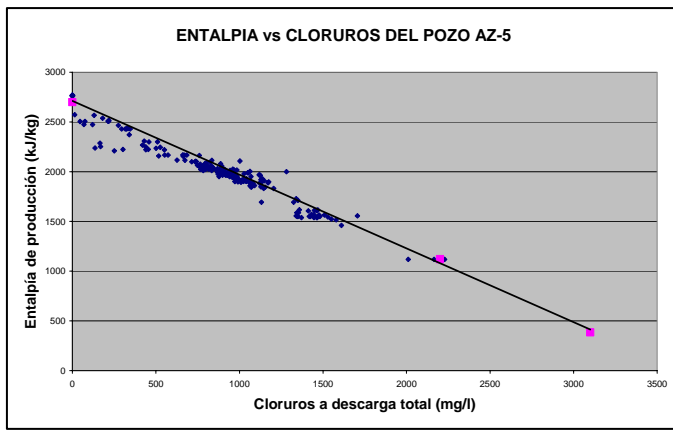


Fig. 5.17. Los puntos en color magenta representan las condiciones iniciales del reservorio, las condiciones del vertedor y del vapor. Como puede apreciarse, la tendencia de los datos, en ambos casos, es hacia el punto que representa el vapor. Esto es, ha habido un incremento paulatino de la fracción de vapor que ingresa al pozo.

Por otra parte, en la Figura 5.18 se muestra el caso de dos pozos en los que el proceso dominante ha sido la afluencia de agua de reinyección hacia el pozo productor. En el caso del pozo Az-46, esta afluencia ha sido muy significativa en una etapa de su historial y, posteriormente, ha disminuido dejando el lugar al proceso de ebullición y de incremento de la fracción de vapor que alimenta al pozo. En el caso de pozo Az-42, la afluencia de agua de reinyección es incipiente y no existe evidencia de que haya ebullición en la zona de influencia de este pozo.

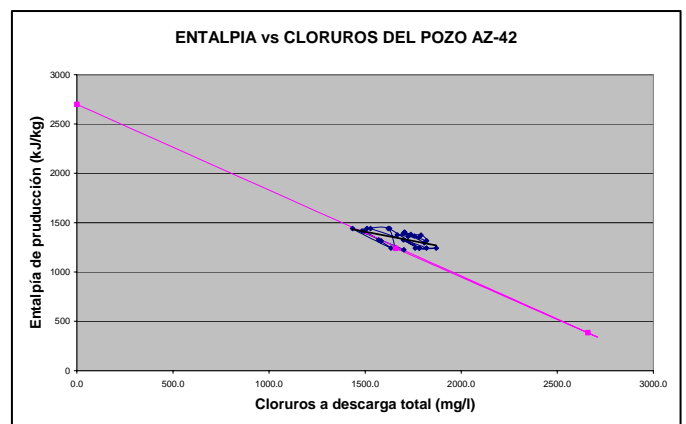
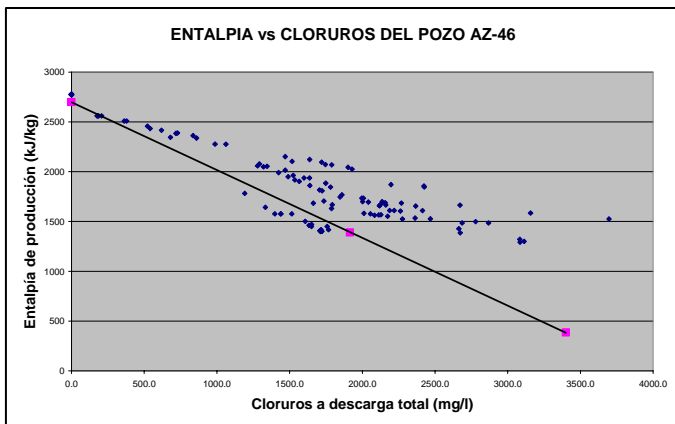


Fig. 5.18. Los puntos en color magenta representan las condiciones iniciales del reservorio, las condiciones del vertedor y del vapor. En el caso del pozo Az-46, se observa un desplazamiento de los datos hacia la derecha de la gráfica, lo que indica la influencia del agua de reinyección y, posteriormente, hacia la esquina superior izquierda, que indica una creciente afluencia de vapor hacia el pozo. En el pozo Az-42, se aprecia un incipiente desplazamiento hacia la derecha, que indica que el agua de reinyección está llegando al pozo productor, aunque de manera limitada.

El caso del pozo M-35, localizado en el sector poniente del Campo de Cerro Prieto es un ejemplo ilustrativo de la recarga de aguas periféricas al reservorio, como se ilustra en la Figura 5.19

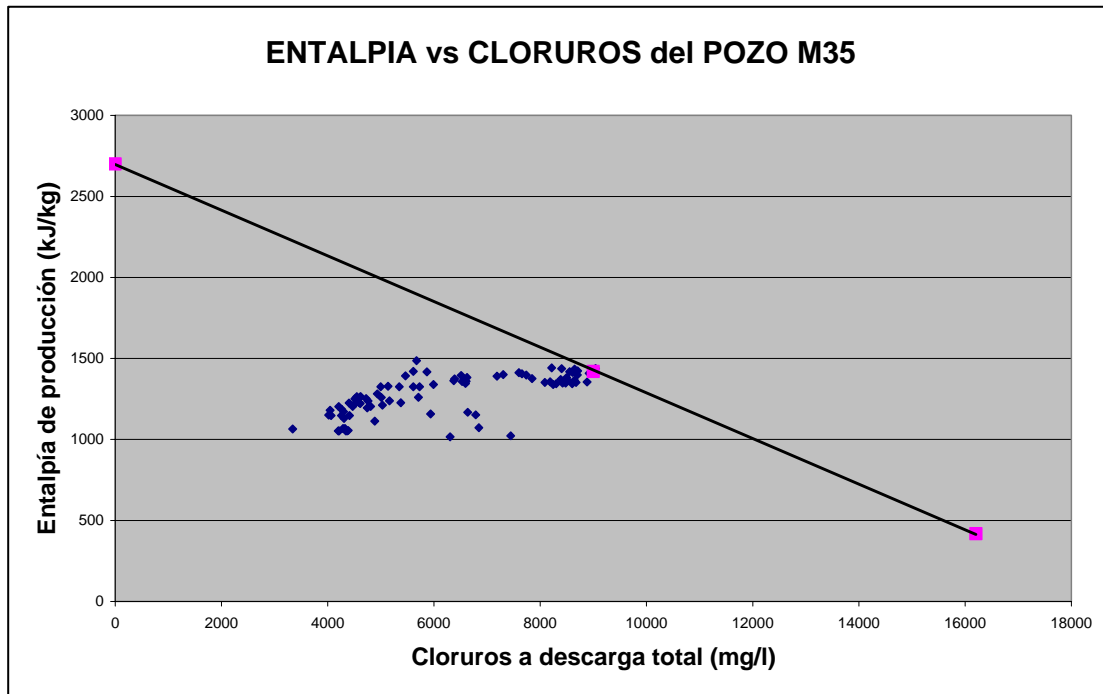


Fig. 5.19. Los puntos color magenta representan las condiciones iniciales del reservorio, las condiciones del vertedor y del vapor. Es evidente que en el pozo M-35, la respuesta dominante a la extracción ha sido el ingreso de aguas periféricas, de menor temperatura y contenido de cloruros.

Cabe aclarar que, en estas gráficas, el punto que representa las condiciones del reservorio se ha estimado tomando en cuenta aquellos datos que muestran entalpías consistentes con las temperaturas iniciales del reservorio dominado por líquido. Desde luego, puede haber un cierto error en esta estimación; sin embargo, lo importante es notar la tendencia general de los datos.

5.8 Geotermometría de fase líquida en pozos

En general, las temperaturas del reservorio estimadas con geotermómetros de fase líquida son consistentes con las temperaturas medidas en pozos. También puede afirmarse que las temperaturas basadas en la concentración de cationes (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} y Mg^{2+}) representan las condiciones del reservorio sin el efecto local introducido por el pozo; mientras que los geotermómetros del cuarzo o la calcedonia representan las condiciones del reservorio en la vecindad del pozo y, por ende, modificadas por el pozo mismo. Esto se debe a que estos últimos geotermómetros, a las temperaturas típicas de los reservorios, se reequilibran con mayor rapidez que los geotermómetros catiónicos. Por tanto, es usual que las temperaturas de los geotermómetros de la sílice sean consistentemente menores que las calculadas con cationes.

La gráfica de la evolución en el tiempo de las temperaturas geotermométricas es útil para prever la llegada de un frente de menor temperatura a los pozos productores, debido a la recarga de aguas periféricas. En la Figura 5.20 se muestra el caso del pozo M-35 de Cerro Prieto. Los puntos azules representan el valor del geotermómetro de Na-K (Fournier); los puntos amarillos, la concentración de cloruros, dividida por 100, para que quede a escala con las otras curvas y, en color magenta, la entalpía de producción, dividida por 10.

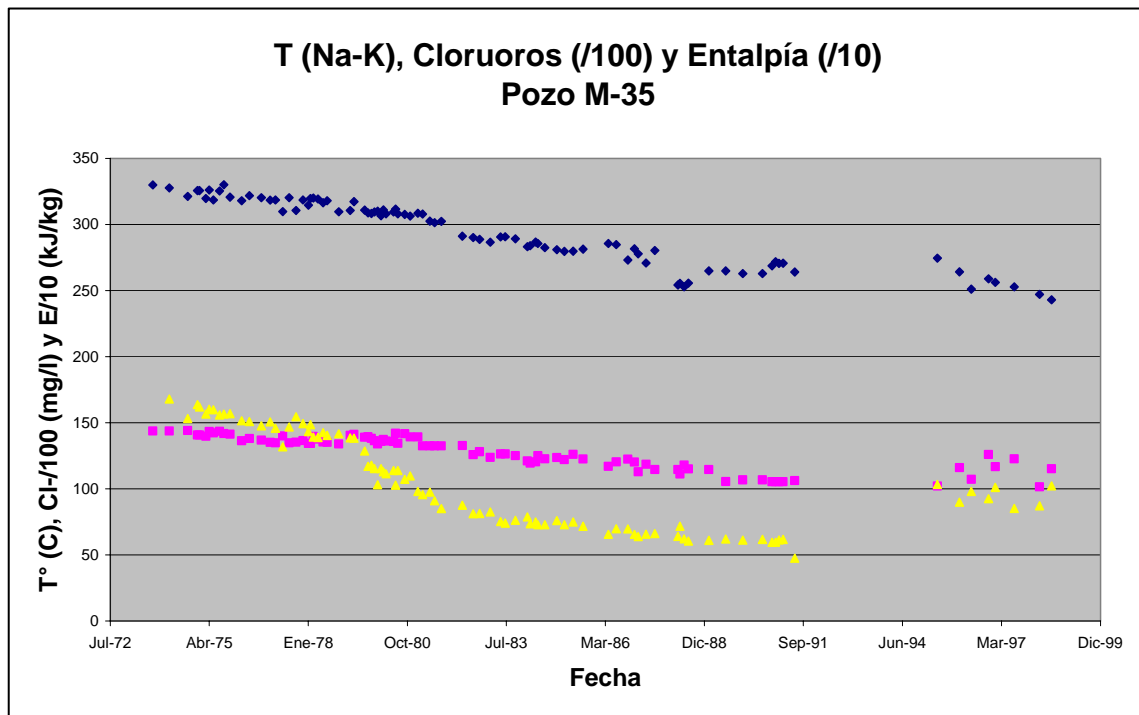


Fig. 5.20. Evolución histórica de la concentración de cloruros (puntos amarillos), los valores del geotermómetro de Na-K (puntos azules) y de la entalpía (puntos magenta) del pozo M-35, localizado hacia el poniente del campo de Cerro Prieto.

De la gráfica puede apreciarse que, desde el inicio de su etapa productiva el pozo mostró una declinación suave de las temperaturas geotermométricas y de la concentración de cloruros, lo que indica el ingreso de una fracción, más bien pequeña, de aguas periféricas de menor temperatura y contenido de cloruros. Alrededor de abril de 1979 la concentración de cloruros muestra un descenso brusco, no así, las temperaturas que continúan descendiendo paulatinamente. Esto indica el arribo franco al pozo productor del frente de aguas periféricas con menor concentración de cloruros. El hecho de que la temperatura geotermométrica descienda más suavemente puede indicar una tendencia del geotermómetro a reequilibrarse, ya que el agua periférica se va calentando paulatinamente al fluir hacia el pozo productor. Sin embargo, alrededor de septiembre de 1981, la temperatura muestra un descenso pequeño, pero súbito, indicando que la tendencia a reequilibrarse se ha atenuado, probablemente debido a que el agua periférica lleva ya un tiempo considerable de fluir hacia el pozo

productor. No obstante, la entalpía de producción muestra un descenso muy suave hasta esa fecha de septiembre de 1981. Esto indica que el agua de recarga ha barrido con eficiencia calor de la roca, de tal manera que, cuando llega a la zona de alimentación del pozo, su contenido energético es muy similar al del fluido original en esa parte del reservorio. En este ejemplo se observa claramente que los frentes químicos (cloruros y geotermómetro) llegan con bastante antelación al pozo productor, en comparación con el frente térmico o energético. A partir de septiembre de 1981, los dos parámetros químicos continúan disminuyendo paulatinamente y la entalpía inicia, también, un periodo de mayor declinación, aunque suave; es decir, la roca en esa zona también ha disminuido en su temperatura y la cantidad de calor barrido es menor. La situación continúa en una condición de flujo cuasiestacionario hasta septiembre de 1991, cuando el pozo cesa de fluir. Posteriormente se repara y tiene un nuevo periodo de producción de 1995 a 1998, en el que muestra un comportamiento muy diferente, con fluctuaciones en la concentración de cloruros y la entalpía, debido probablemente a dos o más zonas de aporte en el pozo reparado. No obstante, que se muestra una recuperación parcial de la entalpía, las temperaturas geotermométricas continúan descendiendo, lo que indica que la degradación energética de esa zona, debida a la extracción, continúa.

5.9 Geotermometría de gases y exceso de vapor en pozos

Como ya lo mencionaba en el capítulo sobre exploración, el uso de geotermómetros de gases es más complicado. En la práctica es más sencillo utilizar los geotermómetros de fase líquida; sin embargo, en los reservorios dominados por vapor no tenemos esta opción. La dificultad en el uso de los gases se debe a que su comportamiento es más complicado y a que el equilibrio químico entre ellos depende, entre otros factores, de la distribución entre las fases. Esta distribución, a su vez, depende de la saturación de vapor en el reservorio. Ya hemos mencionado que es difícil conocer la saturación del reservorio. De hecho, si tomamos en cuenta la temperatura del reservorio, ya sea medida o estimada con los geotermómetros de fase líquida, podemos usar las reacciones de equilibrio entre gases para estimar la saturación de vapor del reservorio.

Antes de proceder, conviene preguntarnos para qué queremos conocer esta saturación. Básicamente, por dos motivos. El primero, cuando estamos en la etapa de evaluar las reservas de un reservorio dominado por vapor o de un reservorio bifásico, antes del inicio de su explotación. En estos casos, la saturación de vapor es un parámetro indispensable para conocer las reservas energéticas del fluido original y prever la caída de presión por la extracción (Fig. 5.6). El segundo, quizá el más útil, cuando el reservorio está sujeto a extracción y deseamos saber cómo evoluciona con el tiempo la saturación de vapor. Es claro que, cuando la saturación de vapor se aproxima a 1, la vida útil del reservorio está por terminar, ya que la densidad del vapor es pequeña. No obstante, esta segunda aplicación es más complicada que la primera y, en los hechos, deja muchas dudas acerca de su validez. Veamos por qué.

Los datos de la fracción de vapor y de su composición química los obtenemos en la descarga del pozo. Mediante un modelo de flujo de pozos podemos estimar la fracción de agua y vapor que ingresan al fondo del pozo y, también, estimar la partición de los gases entre la fase líquida y la fase vapor, utilizando los factores B de partición (Manual, capítulo 3, pags. 26 y 27). Ahora bien, a partir de aquí podemos suponer tres escenarios. El primero y más sencillo, que la fracción de vapor que ingresa a pozo es casi la misma que existe en el reservorio más allá de la zona de influencia del pozo; ya que el flujo de fluido hacia el pozo es adiabático, es decir, que no existe transferencia de calor de la roca al fluido; aunque se forme una fracción adicional de vapor pequeña por efecto de ebullición adiabática del líquido que viaja hacia el pozo, al caer la presión. El segundo caso, no adiabático, en el que la fracción de vapor aumenta significativamente conforme el fluido viaja hacia el pozo, por ebullición de la fracción de líquido por transferencia de calor de la roca al fluido. Tercer caso, el más complicado y probablemente el más común, en el que el flujo hacia el pozo es no adiabático y, además, intervienen las permeabilidades relativas de tal manera que existe segregación de fases conforme el vapor y el líquido viajan hacia el pozo. En los dos primeros casos es posible relacionar de manera directa las condiciones del vapor (fracción y composición química) en la descarga con las condiciones en el reservorio fuera de la influencia del pozo, ya que podemos asumir condiciones de cuasiequilibrio químico en todo el proceso. (La transferencia de calor no es un factor de desequilibrio, ya que se conserva la cantidad total de gases, aunque pueda haber una redistribución entre las fases). Sin embargo, no es así en el tercer caso, pues la segregación introduce un factor de desequilibrio. (Arnórsson et al. propusieron en 1990 un modelo aplicable a este último caso; sin embargo, me parece complejo y poco confiable).

Adicionalmente a las consideraciones anteriores, el equilibrio químico original entre los gases se verá afectado por el ingreso de agua de reinyección desgasificada a la zona de influencia del pozo productor. Asimismo, es posible que exista un flujo importante de gases calientes de la parte inferior del reservorio, que no alcance condiciones de equilibrio.

Con todas estas salvedades, podemos presentar la manera de calcular temperaturas y fracciones de vapor del reservorio, con base en la composición química de los gases.

NOTACION Y ECUACIONES BASICAS ACERCA DE LOS GASES

Las maneras más comunes de reportar los datos analíticos de los gases son como porcentaje en peso o como porcentaje volumétrico o molar, sobre base seca, es decir, excluyendo el vapor. Recordemos que el porcentaje volumétrico y el molar son iguales, ya que podemos considerar que los gases de los pozos se comportan como ideales. Los manejadores de datos como el GDataManager pueden presentar los resultados en diferentes unidades.

Para convertir de porcentaje en peso a porcentaje molar, se sigue el procedimiento siguiente:

1. Dividir por 100 y por el peso molecular cada uno de los porcentajes en peso de los gases:
 $\gamma_i = \frac{g_i (\% \text{ peso})}{100 * m_i}$, donde g_i es la concentración del gas i como porcentaje en peso y m_i es el peso molecular del gas.

2. Sumar todos los factores gama: $S = \sum_{i=1}^n \gamma_i$

3. Obtener las fracciones molares de los gases: $fm_i = \frac{\gamma_i}{S}$, que multiplicadas por 100 nos dan el porcentaje molar o volumétrico.

Por otra parte, el contenido total de gases en el vapor también suele reportarse como porcentaje en peso. Para transformarlo a porcentaje molar, realizamos las operaciones siguientes:

1. Obtener el peso molecular promedio de la mezcla de gases: $PM = \sum_{i=1}^n fm_i * m_i$

2. Obtener la fracción molar de la mezcla de gases en el vapor $C_g^v = \frac{PM}{\left(\frac{1}{18}\right) + \frac{g_i (\% \text{ peso})}{PM}}$, donde

g_t es el contenido total de gas en el vapor a la presión de separación de la muestra y 18 el peso molecular de agua.

Para los cálculos de la saturación se usa la fracción molar de los gases en el vapor. Esta se define como $C_i^v = \frac{n_i}{n_{H_2O} + \sum_{i=1}^n n_i}$, donde n_i es la fracción molar de gas i . Se obtiene de la manera

siguiente: $C_i^v = fm_i * C_g^v$.

Si los resultados están reportados como porcentajes molares o volumétricos, multiplicamos el porcentaje (base seca) de cada gas por el porcentaje de gases totales y dividimos el resultado por 10000.

Cuando el contenido de gas, como porcentaje en peso, es menor del 5%, se la fracción molar se puede aproximar como $C_i^v \approx \frac{n_i}{n_{H_2O}}$.

La solubilidad de los gases está dada por la ecuación de Henry: $P_i = Kh_i C_i^l$, donde P_i es la presión parcial de gas i , Kh_i el coeficiente de proporcionalidad y C_i^l , la fracción molar del gas en la fase líquida.

Por otra parte, recordemos que la presión parcial de un gas es: $P_i = C_i^v P_t$, donde

$$P_t = P_{H_2O} + \sum_{i=1}^n P_i. \text{ Aproximando tenemos que: } P_t \approx P_{H_2O}.$$

Los coeficientes de partición del gas i entre ambas fases se definen como: $B_i = \frac{C_i^v}{C_i^l}$ y se relacionan

con los coeficientes de la ecuación de Henry de la manera siguiente: $B_i = \frac{Kh_i}{P_t}$ o

$$\text{aproximadamente: } B_i = \frac{Kh_i}{P_{H_2O}}.$$

Los valores de estos coeficientes de partición, en función de la temperatura, en grados C, son:

$$\begin{aligned} \log B(\text{NH}_3) &= 1.4113 - 0.00292^*t \\ \log B(\text{H}_2\text{S}) &= 4.0547 - 0.00981^*t \\ \log B(\text{CO}_2) &= 4.7593 - 0.01092^*t \\ \log B(\text{CH}_4) &= 6.0783 - 0.01383^*t \\ \log B(\text{H}_2) &= 6.2283 - 0.01403^*t \\ \log B(\text{N}_2) &= 6.4426 - 0.01416^*t \end{aligned}$$

Relación entre presión parcial, temperatura y fracción de vapor (y) en el reservorio.

La presión parcial del gas i está dado por: $P_i = C_i^v P_t$ y de manera aproximada: $P_i \approx C_i^v P_{H_2O}$. Por

otra parte, la fracción molar del gas i en la descarga total es igual a $C_i^{dt} = yC_i^v + (1-y)C_i^l$; donde las fracciones molares del gas en el vapor y el líquido y la fracción de vapor y pueden representar las

condiciones de cualquier presión de separación o del reservorio mismo. Sabemos que $B_i = \frac{C_i^v}{C_i^l}$,

con lo cual eliminamos la fracción molar en el líquido y obtenemos que $C_i^{dt} = C_i^v \left[y + \frac{1-y}{B_i} \right]$.

Definimos el parámetro $A_i = \left[y + \frac{1-y}{B_i} \right]$, entonces $C_i^{dt} = A_i C_i^v$.

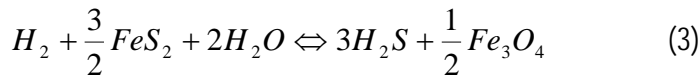
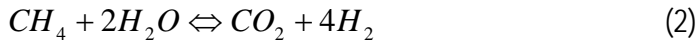
Entonces la presión parcial del gas i se calcula como: $P_i = \frac{C_i^{dt}}{A_i} P_{H_2O}$; en forma logarítmica:

$$\log P_i = \log C_i^{dt} + \log P_{H_2O} - \log A_i. \quad (1)$$

Esta ecuación relaciona la presión parcial de los gases con la temperatura y la fracción de vapor y (ambas implícitas en el parámetro A).

Cálculo de la temperatura y la fracción de vapor y :

Consideremos las dos siguientes reacciones de equilibrio entre gases



Las constantes de equilibrio respectivas son:

$$K_{FT} = \frac{P_{CO_2} P_{H_2}^4}{P_{CH_4} P_{H_2O}^2} \quad y \quad K_{HSH} = \frac{P_{H_2S}^3}{P_{H_2} P_{H_2O}^2}$$

A continuación expresamos estas relaciones en forma logarítmica y sustituimos los valores de las presiones parciales de los gases por la expresión (1):

$$\log K_{FT} = \log C_{CO_2}^{dt} + 4\log C_{H_2}^{dt} - \log C_{CH_4}^{dt} + 2\log P_{H_2O} - \log A_{CO_2} - 4\log A_{H_2} + \log A_{CH_4}$$

$$\log K_{HSH} = 3\log C_{H_2S}^{dt} - \log C_{H_2}^{dt} - 3\log A_{H_2S} + \log A_{H_2}$$

Definimos ahora los parámetros siguientes:

$$FT = 4\log C_{H_2}^{dt} - \log \left[\frac{C_{CH_4}^{dt}}{C_{CO_2}^{dt}} \right] \quad y \quad HSH = 3\log C_{H_2S}^{dt} - \log C_{H_2}^{dt}$$

El valor de estos dos parámetros se obtiene de los resultados analíticos; recordemos que C_i^{dt} es la fracción molar del gas i en la descarga total.

Sustituyendo FT y HSH y arreglando términos tenemos que:

$$FT = \log K_{FT} - 2\log P_{H_2O} + \log A_{CO_2} + 4\log A_{H_2} - \log A_{CH_4}$$

$$HSH = \log K_{HSH} + 3\log A_{H_2S} - \log A_{H_2}$$

Observemos que las constantes de equilibrio y la presión parcial del agua dependen únicamente la temperatura y los parámetros A, de la temperatura y de la fracción de vapor y.

$$\log K_{FT} = -4.33 - \frac{8048.8}{T} + 4.635 \log T, \text{ en Kelvin}$$

$$\log K_{HSH} = 6.234 - \frac{6222.2}{T} - 0.412 \log T, \text{ en Kelvin}$$

$$\log P_{H_2O} = 5.51 - \frac{2048}{T}, \text{ en Kelvin}$$

El par de ecuaciones se resuelve de manera gráfica, como se muestra en la Figura 5.21.

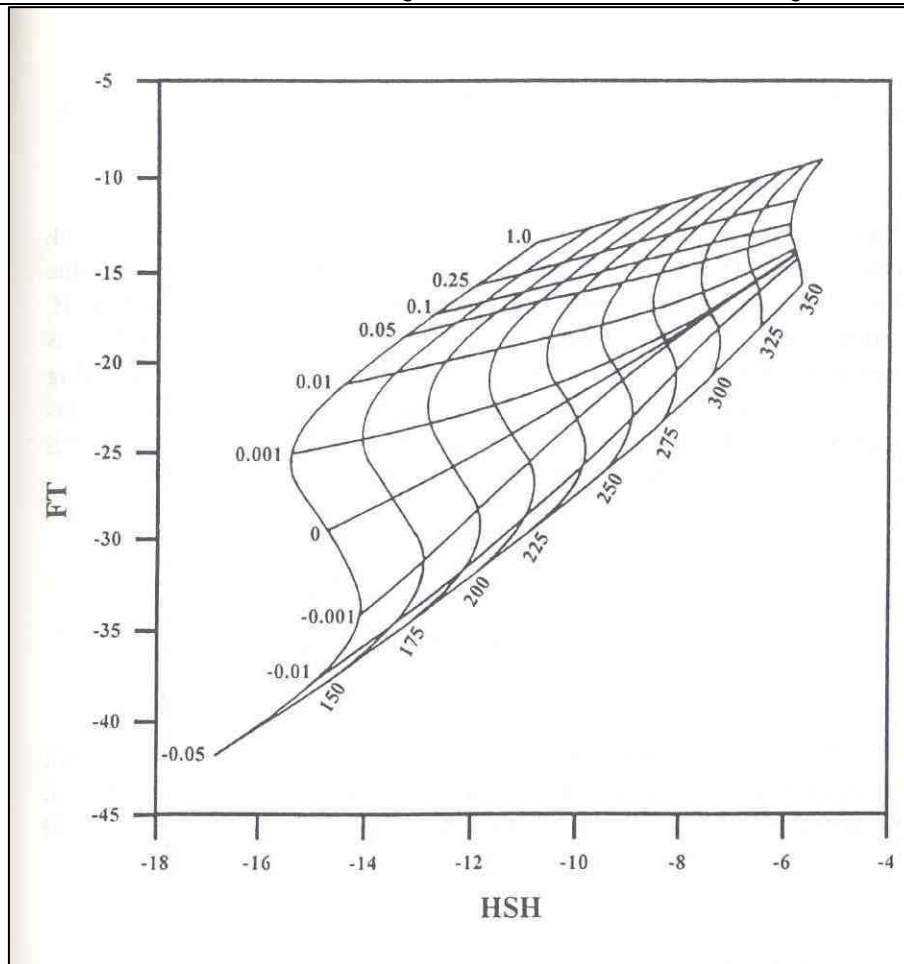


Fig.5.21. Los ejes "y" y "x" representan los parámetros FT y HSH que se obtienen de los datos analíticos. Los valores de temperatura y fracción de vapor están representados en la malla.

Este mismo procedimiento se puede aplicar a cualquier otro par de reacciones de equilibrio entre gases o entre gases y minerales, con lo cual se obtiene otro diagrama similar.

Discusión acerca de los conceptos "exceso de entalpía" y "fracción de vapor del reservorio"

Se dice que la descarga de un pozo presenta un exceso de entalpía cuando ésta es mayor que la correspondiente a la fase líquida correspondiente a la temperatura del reservorio. Supongamos, por ejemplo, un pozo cuya entalpía de producción sea de 1500 kJ/kg y que la temperatura medida o estimada del reservorio en la zona de influencia del pozo sea de 270° C. La entalpía de la fase líquida correspondiente es de 1185 kJ/kg; por tanto el pozo presenta un exceso de entalpía de 315 kJ/kg. Si la entalpía medida fuese 1185 kJ/kg, la fracción de vapor en la descarga atmosférica sería de 0,34; mientras que la fracción correspondiente

a la entalpía mediada de 1500 kJ/kg es de 0,48; es decir tenemos una fracción de vapor excedente de 0,14. Suele relacionarse esta fracción excedente en la descarga con la fracción de vapor en el reservorio; es decir, se considera que la entalpía promedio del fluido del reservorio es de 1500 kJ/kg y que esta se conserva hasta la descarga del pozo. Así, podemos calcular de inmediato la fracción de vapor en el reservorio como $x_v^r = \frac{1500 - 1185}{1605} = 0,20$. De hecho, el

código WATCH así lo considera; sin embargo, esto no es necesariamente cierto en todos los casos. En estricto rigor, lo que podemos afirmar es que el fluido que entra al fondo del pozo tiene una entalpía de 1500 kJ/kg y, por tanto, una fracción de vapor de 0,20. Ahora bien, entre el fondo del pozo y el reservorio en el punto límite de la zona de influencia del pozo, pueden suceder algunos procesos que alteren las fracciones de líquido y vapor. Si el movimiento del fluido desde el reservorio al fondo del pozo es adiabático -es decir, no existe transferencia de calor de la roca al fluido-, habrá un incremento de vapor debido a la ebullición adiabática en la zona de influencia del pozo. Este incremento es marginal si la caída de presión en la zona de influencia del pozo es pequeña. Sin embargo, lo más plausible es el proceso no sea adiabático y que la transferencia de calor de la roca al fluido sea significativa. En este caso, habrá un incremento importante de la fracción de vapor, conforme el fluido se mueve hacia el pozo y el exceso de entalpía ya no representará la fracción de vapor del reservorio. Adicionalmente, lo más probable es que exista segregación de fases en la zona de influencia del pozo, debido al efecto de las permeabilidades relativas; la fase líquida tenderá a rezagarse con el resultado de un enriquecimiento adicional de la fracción de vapor que entra al fondo del pozo. Un caso extremo es el de los reservorios de alta temperatura y baja permeabilidad, como el de Los Humeros. En este reservorio, en condiciones naturales el fluido está en fase líquida únicamente. Al permitir la descarga a través de un pozo, se produce una caída de presión muy grande en el reservorio en la zona de influencia del pozo, hasta alcanzar presiones de saturación; debido a esto, el fluido ebulle ayudado por un la transferencia de calor de la roca al fluido; además, la fase vapor se mueve más rápido hacia el pozo, con el resultado final de que la entalpía de descarga será mucho mayor que la correspondiente a un reservorio dominado por líquido. Como conclusión, podemos afirmar que con el método del exceso de entalpía lo que obtenemos es la fracción de vapor que ingresa al fondo del pozo. Para relacionar esta con la fracción de vapor del reservorio tendríamos que recurrir a un modelo más elaborado; esto es, a algún tipo de modelado numérico.

Por otra parte, el método de cálculo de la fracción de vapor “y” utilizando los datos analíticos de los gases se fundamenta en dos supuestos: a) que existe equilibrio químico entre los gases y minerales considerados y b) que la composición a condiciones de descarga total de un pozo es representativa de la composición de los fluidos del reservorio. Podemos suponer que la primera condición se cumple en la mayoría de los casos. Sin embargo, puede haber excepciones como el caso de un reservorio que ha sido influenciado de manera significativa por la reinyección, ya que el fluido reinyectado está desposeído de los gases. Otra

situación, sería el caso de un flujo intenso de algún gas de origen magmático hacia el reservorio que no tuviese tiempo suficiente para reequilibrarse. Con respecto a la segunda condición, podemos afirmar que la ebullición adiabática que pudiese ocurrir en la zona de influencia del pozo no afecta la representatividad de la muestra obtenida en la descarga del pozo, ya que la masa total del fluido que se mueve hacia el pozo, incluyendo los gases, se conserva. Sin embargo, cuando existe segregación de fases, la masa total no se conserva y, en este caso, la muestra pudiera no ser representativa. Existe un modelo propuesto por Arnórsson y otros en 1990 para tratar de resolver este caso; pero es un tanto complicado y poco práctico. Como ya lo mencionamos, sería mejor en estos casos recurrir a modelos de simulación numérica.

5.10 Aplicación de los isótopos estables en el seguimiento de la respuesta del reservorio a la extracción

El uso de la variación temporal del contenido de isótopos estables, especialmente del deuterio y del oxígeno-18, de los fluidos producidos es un complemento a las técnicas geoquímicas. Sin embargo, su uso es más restringido porque se requiere de laboratorios especializados para las mediciones y los costos de los análisis son mayores, del orden de 50 dólares por cada determinación.

Dado que el equilibrio isotópico entre la fase líquida y la fase vapor es prácticamente instantáneo, basta con tomar muestra únicamente del vapor producido. En punto ideal de muestreo es en el vapor ducto después del separador de producción. Si el pozo fluye directamente a la atmósfera, es necesario utilizar un separador portátil. Es importante asegurarse que el vapor muestreado se condense en su totalidad; de lo contrario la muestra se alterará por fraccionamiento isotópico. Basta con una cantidad del orden de 25 ml. Las botellas deben cerrar herméticamente. Puede también tomarse una muestra de agua en el separador de producción, asegurándose de enfriarla para que no ebulle y se pierda una fracción como vapor. Sin embargo, no se recomienda, ya que habrá que pagar también por este análisis que proporcionará información redundante.

Una vez obtenidos los resultados analíticos, el primer paso es calcular la composición a descarga total. En el caso de la composición isotópica no tiene sentido trabajar con una sola de las fases, ya que los isótopos están distribuidos en ambas fases.

El procedimiento de cálculo es como sigue. (Haremos el ejercicio para el caso del deuterio; el procedimiento para el oxígeno-18 es el mismo):

Primero se calcula la composición de la fase líquida: $\delta D_l \text{‰} = \delta D_v \text{‰} + 1000 \ln \alpha(T_m)$, donde α es el factor de fraccionamiento isotópico y T_m la temperatura de separación de la muestra. Los factores de fraccionamiento, expresados como $1000 \ln \alpha$, se encuentran en la tabla a continuación.

FRACCIONAMIENTO ISOTOPICO					
VAPOR-AGUA					
TEMP	1000lnα¹⁸O	1000lnα D	TEMP	1000lnα¹⁸O	1000lnα D
0	11.60	106.0			
1	11.51	104.7	46	7.78	57.6
2	11.42	103.4	47	7.71	56.7
3	11.33	102.1	48	7.64	55.8
4	11.24	100.8	49	7.57	54.9
5	11.15	99.5	50	7.50	54.0
6	11.06	98.2	51	7.45	53.4
7	10.97	96.9	52	7.40	52.8
8	10.88	95.6	53	7.35	52.2
9	10.79	94.3	54	7.30	51.6
10	10.70	93.0	55	7.25	51.0
11	10.60	91.9	56	7.20	50.4
12	10.50	90.8	57	7.15	49.8
13	10.40	89.7	58	7.10	49.2
14	10.30	88.6	59	7.05	48.6
15	10.20	87.5	60	7.00	48.0
16	10.10	86.4	61	6.95	47.4
17	10.00	85.3	62	6.90	46.8
18	9.90	84.2	63	6.85	46.2
19	9.80	83.1	64	6.80	45.6
20	9.70	82.0	65	6.75	45.0
21	9.62	80.9	66	6.70	44.4
22	9.54	79.8	67	6.65	43.8
23	9.46	78.7	68	6.60	43.2
24	9.38	77.6	69	6.55	42.6
25	9.30	76.5	70	6.50	42.0
26	9.22	75.4	71	6.46	41.5
27	9.14	74.3	72	6.42	41.0
28	9.06	73.2	73	6.38	40.5
29	8.98	72.1	74	6.34	40.0
30	8.90	71.0	75	6.30	39.5
31	8.83	70.2	76	6.26	39.0
32	8.76	69.4	77	6.22	38.5
33	8.69	68.6	78	6.18	38.0
34	8.62	67.8	79	6.14	37.5
35	8.55	67.0	80	6.10	37.0
36	8.48	66.2	81	6.06	36.5
37	8.41	65.4	82	6.01	35.9
38	8.34	64.6	83	5.97	35.4
39	8.27	63.8	84	5.92	34.9
40	8.20	63.0	85	5.88	34.4
41	8.13	62.1	86	5.83	33.8
42	8.06	61.2	87	5.79	33.3
43	7.99	60.3	88	5.74	32.8
44	7.92	59.4	89	5.70	32.2
45	7.85	58.5	90	5.65	31.7

FRACCIONAMIENTO ISOTOPICO					
VAPOR-AGUA					
TEMP	1000lnα¹⁸O	1000lnα D	TEMP	1000lnα¹⁸O	1000lnα D
91	5.61	31.3	136	4.05	17.0
92	5.57	30.9	137	4.03	16.8
93	5.53	30.4	138	4.00	16.7
94	5.49	30.0	139	3.98	16.5
95	5.45	29.6	140	3.95	16.3
96	5.41	29.2	141	3.92	16.1
97	5.37	28.8	142	3.89	15.9
98	5.33	28.3	143	3.86	15.7
99	5.29	27.9	144	3.83	15.5
100	5.25	27.5	145	3.80	15.3
101	5.22	27.2	146	3.77	15.0
102	5.18	26.9	147	3.74	14.8
103	5.15	26.6	148	3.71	14.6
104	5.11	26.3	149	3.68	14.4
105	5.08	26.0	150	3.65	14.2
106	5.04	25.7	151	3.63	14.0
107	5.01	25.4	152	3.60	13.8
108	4.97	25.1	153	3.58	13.5
109	4.94	24.9	154	3.55	13.3
110	4.90	24.6	155	3.53	13.1
111	4.87	24.3	156	3.50	12.9
112	4.83	24.0	157	3.48	12.7
113	4.80	23.7	158	3.45	12.4
114	4.76	23.4	159	3.43	12.2
115	4.73	23.1	160	3.40	12.0
116	4.69	22.8	161	3.38	11.8
117	4.66	22.5	162	3.35	11.5
118	4.62	22.2	163	3.33	11.3
119	4.59	21.9	164	3.30	11.1
120	4.55	21.6	165	3.28	10.9
121	4.52	21.3	166	3.25	10.6
122	4.48	21.0	167	3.23	10.4
123	4.45	20.7	168	3.20	10.2
124	4.41	20.4	169	3.18	9.9
125	4.38	20.1	170	3.15	9.7
126	4.34	19.8	171	3.13	9.5
127	4.31	19.6	172	3.11	9.3
128	4.27	19.3	173	3.09	9.0
129	4.24	19.0	174	3.07	8.8
130	4.20	18.7	175	3.05	8.6
131	4.18	18.4	176	3.03	8.4
132	4.15	18.1	177	3.01	8.2
133	4.13	17.8	178	2.99	7.9
134	4.10	17.5	179	2.97	7.7
135	4.08	17.2	180	2.95	7.5

FRACCIONAMIENTO ISOTOPICO VAPOR-AGUA					
TEMP	1000lnα¹⁸O	1000lnα D	TEMP	1000lnα¹⁸O	1000lnα D
181	2.93	7.3	226	2.01	-0.9
182	2.90	7.1	227	2.00	-1.1
183	2.88	6.8	228	1.98	-1.2
184	2.85	6.6	229	1.97	-1.4
185	2.83	6.4	230	1.95	-1.5
186	2.80	6.2	231	1.93	-1.6
187	2.78	6.0	232	1.91	-1.7
188	2.75	5.7	233	1.89	-1.8
189	2.73	5.5	234	1.87	-1.9
190	2.70	5.3	235	1.85	-2.0
191	2.68	5.1	236	1.83	-2.1
192	2.66	4.9	237	1.81	-2.2
193	2.64	4.8	238	1.79	-2.3
194	2.62	4.6	239	1.77	-2.4
195	2.60	4.4	240	1.75	-2.5
196	2.58	4.2	241	1.74	-2.6
197	2.56	4.0	242	1.72	-2.6
198	2.54	3.9	243	1.71	-2.7
199	2.52	3.7	244	1.69	-2.8
200	2.50	3.5	245	1.68	-2.9
201	2.48	3.3	246	1.66	-2.9
202	2.46	3.1	247	1.65	-3.0
203	2.44	3.0	248	1.63	-3.1
204	2.42	2.8	249	1.62	-3.1
205	2.40	2.6	250	1.60	-3.2
206	2.38	2.4	251	1.59	-3.3
207	2.36	2.2	252	1.57	-3.3
208	2.34	2.1	253	1.56	-3.4
209	2.32	1.9	254	1.54	-3.4
210	2.30	1.7	255	1.53	-3.5
211	2.28	1.5	256	1.51	-3.5
212	2.26	1.4	257	1.50	-3.6
213	2.24	1.2	258	1.48	-3.6
214	2.22	1.0	259	1.47	-3.7
215	2.20	0.9	260	1.45	-3.7
216	2.18	0.7	261	1.44	-3.7
217	2.16	0.5	262	1.43	-3.8
218	2.14	0.3	263	1.42	-3.8
219	2.12	0.2	264	1.41	-3.8
220	2.10	0.0	265	1.40	-3.9
221	2.09	-0.2	266	1.39	-3.9
222	2.07	-0.3	267	1.38	-3.9
223	2.06	-0.5	268	1.37	-3.9
224	2.04	-0.6	269	1.36	-4.0
225	2.03	-0.8	270	1.35	-4.0

FRACCIONAMIENTO ISOTOPICO					
VAPOR-AGUA					
TEMP	1000lnα¹⁸O	1000lnα D	TEMP	1000lnα¹⁸O	1000lnα D
271	1.34	-4.0	316	0.79	-2.3
272	1.32	-4.0	317	0.78	-2.2
273	1.31	-4.0	318	0.77	-2.2
274	1.29	-4.0	319	0.76	-2.1
275	1.28	-4.1	320	0.75	-2.1
276	1.26	-4.1	321	0.74	-2.1
277	1.25	-4.1	322	0.73	-2.0
278	1.23	-4.1	323	0.72	-2.0
279	1.22	-4.1	324	0.71	-2.0
280	1.20	-4.1	325	0.70	-2.0
281	1.19	-4.1	326	0.69	-1.9
282	1.18	-4.1	327	0.68	-1.9
283	1.17	-4.1	328	0.67	-1.9
284	1.16	-4.1	329	0.66	-1.8
285	1.15	-4.1	330	0.65	-1.8
286	1.14	-4.0	331	0.64	-1.8
287	1.13	-4.0	332	0.63	-1.7
288	1.12	-4.0	333	0.62	-1.7
289	1.11	-4.0	334	0.61	-1.7
290	1.10	-4.0	335	0.60	-1.7
291	1.09	-4.0	336	0.59	-1.6
292	1.07	-3.9	337	0.58	-1.6
293	1.06	-3.9	338	0.57	-1.6
294	1.04	-3.8	339	0.56	-1.5
295	1.03	-3.8	340	0.55	-1.5
296	1.01	-3.8	341	0.54	-1.5
297	0.99	-3.7	342	0.53	-1.4
298	0.98	-3.7	343	0.52	-1.4
299	0.96	-3.6	344	0.51	-1.3
300	0.95	-3.6	345	0.50	-1.3
301	0.94	-3.5	346	0.49	-1.2
302	0.93	-3.4	347	0.48	-1.2
303	0.92	-3.3	348	0.47	-1.1
304	0.91	-3.2	349	0.46	-1.1
305	0.90	-3.1	350	0.45	-1.0
306	0.89	-2.9			
307	0.88	-2.8			
308	0.87	-2.7			
309	0.86	-2.6			
310	0.85	-2.5			
311	0.84	-2.5			
312	0.83	-2.4			
313	0.82	-2.4			
314	0.81	-2.3			
315	0.80	-2.3			

La composición a descarga total es: $\delta D_{dt} \text{‰} = x_v \delta D_v \text{‰} + (1 - x_v) \delta D_l \text{‰}$, donde x_v es la fracción de vapor a la temperatura de separación de la muestra.

MUESTREO EN EL VERTEDOR

En ocasiones, se acostumbra tomar la muestra de vapor a la salida del separador y la muestra de agua en el vertedor. En ese caso, que no es recomendable como ya se mencionó, la corrección a descarga total es como sigue.

Primero se corrige la muestra de agua del vertedor por la pérdida de vapor. La composición isotópica del vapor del vertedor está dada por: $\delta D_v^{at} \text{‰} = \delta D_l^{at} \text{‰} - 1000 \ln \alpha(T_{at})$, donde el índice "at" se refiere a las condiciones atmosféricas de lugar. A continuación se calcula la composición isotópica total del fluido del vertedor (vapor más agua): $\delta D_{vert} \text{‰} = x_v^{at} \delta D_v^{at} \text{‰} + (1 - x_v^{at}) \delta D_l^{at} \text{‰}$, donde x_v^{at} , es la fracción de vapor desprendida en el vertedor, la cual se calcula con la entalpía de líquido a la salida del separador de producción. Por último, la composición a descarga total será: $\delta D_{dt} \text{‰} = x_v \delta D_v \text{‰} + (1 - x_v) \delta D_{vert} \text{‰}$, donde x_v es la fracción de vapor a la temperatura de separación de la muestra de vapor.

Con los valores a descarga total, se pueden realizar gráficas de evolución en el tiempo, o la gráfica de δD vs $\delta^{18}O$; así como gráficas de entalpía de producción o cloruros a descarga total vs δD o $\delta^{18}O$.

Como ya lo mencionamos en el capítulo 3 de este manual, el agua geotérmica se encuentra enriquecida en oxígeno-18 con respecto a la línea meteórica mundial. Cuando, como respuesta a la extracción, existe recarga de aguas periféricas se

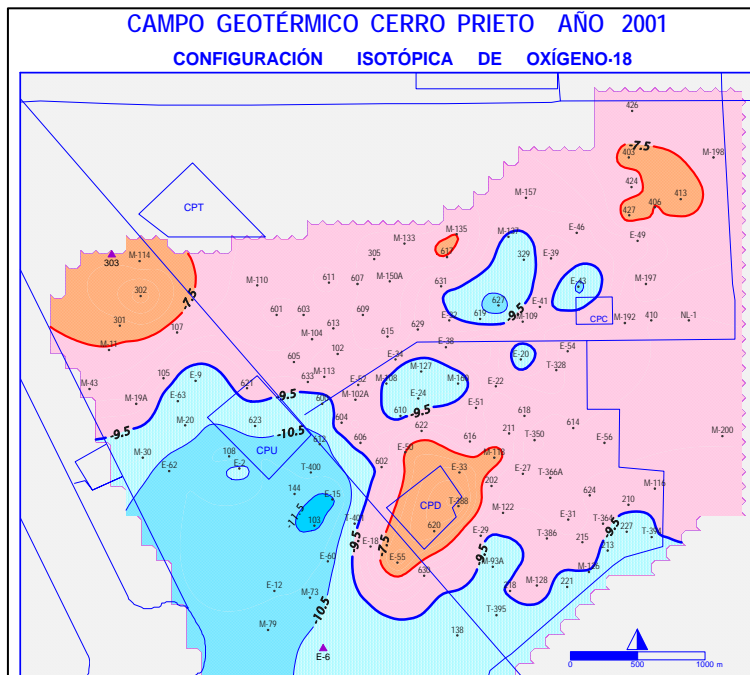


Figura 5.22. Valores de $\delta^{18}O \text{‰}$ del campo de Cerro Prieto.

observará que la delta del ^{18}O del fluido producido por los pozos presentará valores cada vez más negativos, desplazándose hacia la línea meteórica. En la Figura 5.22 se muestran los valores de $\delta^{18}O$ de Cerro Prieto en el año 2001. En color azul se muestran las zonas influenciadas por recarga de aguas periféricas con valores delta más negativos. Las zonas en la parte centro y oriental del campo se deben a infiltración vertical.

Por otra parte, cuando existe influencia del agua reinyectada en los pozos productores se observarán valores más positivos en la delta del deuterio y de ^{18}O , ya que el agua de reinyección se encuentra enriquecida en D y ^{18}O debido a la separación de vapor. Esto es especialmente notorio en el caso de Cerro Prieto, donde al agua reinyectada está grandemente enriquecida en D y ^{18}O por la evaporación atmosférica en la laguna. Esto último se muestra en la Figura 5.23, donde se muestra la evolución de la delta D en la parte occidental del campo, donde se lleva a cabo la reinyección del agua procedente de la laguna.

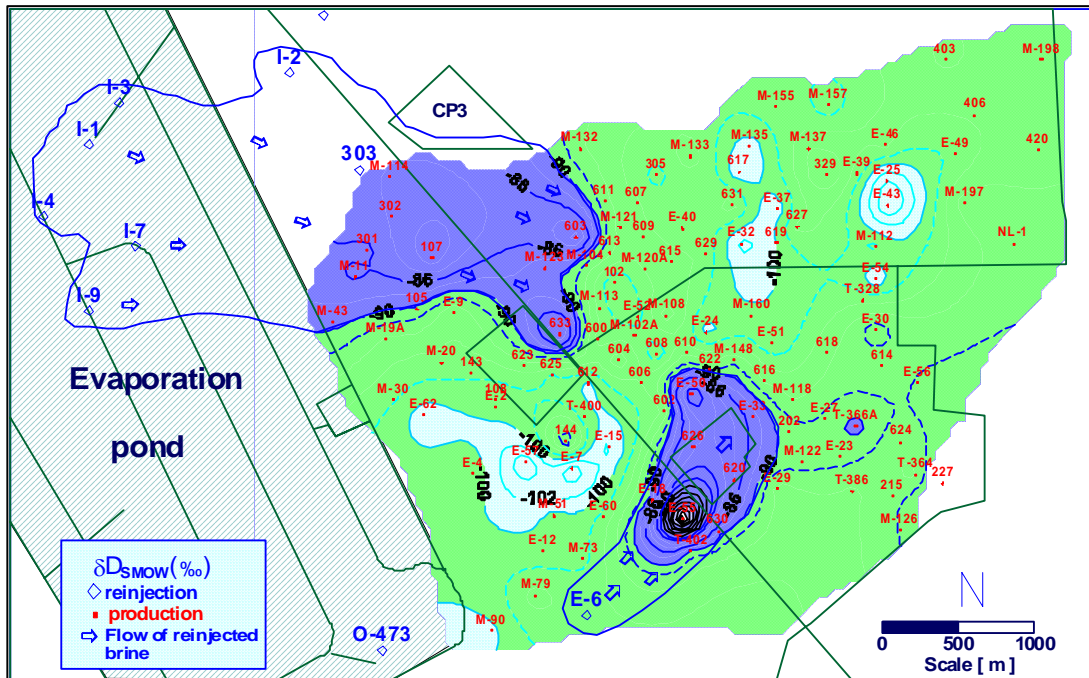


Fig. 5.23. Distribución de la $\delta\text{D}_{\text{‰}}$ de la descarga total de los pozos de Cerro Prieto en el año 2005. Las manchas azul claro con valores del orden de -100 representan zonas con influencia menor del agua reinyectada, mientras que las manchas azul oscuro representan las zonas con mayor influencia (valores de -90 a -85). Las flechas azules indican el sentido del movimiento del agua reinyectada. Las manchas en la parte centro oriental representan infiltración vertical.

Los diagramas de Entalpía de producción o Cloruros vs Delta de Oxígeno-18 son también útiles para entender los procesos del reservorio por efecto de la extracción. La Delta de Deuterio es de menor utilidad, ya que a las temperaturas típicas de un reservorio, el factor de fraccionamiento es pequeño (valores que van de 0 a -4 ‰).

En la Figura 5.24 se muestra el diagrama de Entalpía y Cloruros a descarga total vs Delta de O-18 a descarga total del pozo Az-5. El comportamiento de estos datos se puede interpretar como el efecto de una creciente ebullición en el reservorio y un aporte creciente de vapor hacia la zona de alimentación de los pozos. La entalpía tiende a ser mayor, mientras que los cloruros y los valores delta de O-18 tienden a ser menores; estos últimos debido al fraccionamiento isotópico

por ebullición que, a las temperaturas representativas de la zona de influencia del pozo (del orden de 200-22° C), son del orden de 2,5 a 2,1 ‰. El comportamiento del pozo Az-22 se muestra en la Figura 5.25, que presenta un comportamiento similar.

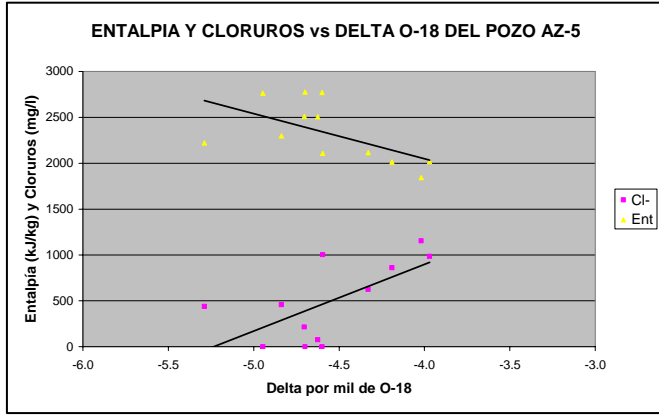


Fig. 5.24

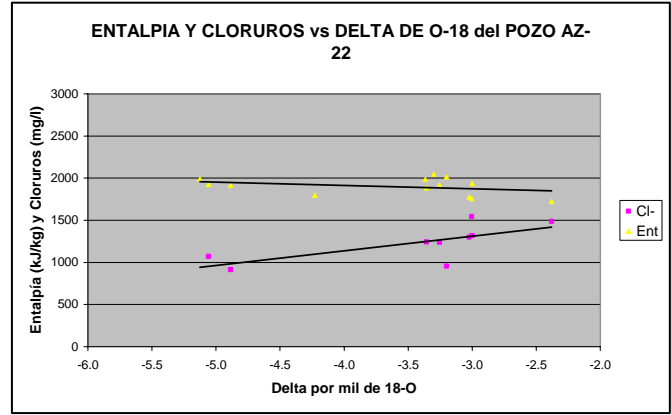


Fig. 5.25

El comportamiento de los cloruros en el caso del pozo Az-46 (Figura 5.26) es muy disperso, debido a que se sobreponen los efectos del agua de reinyección y de la ebullición. Sin embargo, en el comportamiento de la entalpía el efecto de la ebullición domina sobre la reinyección.

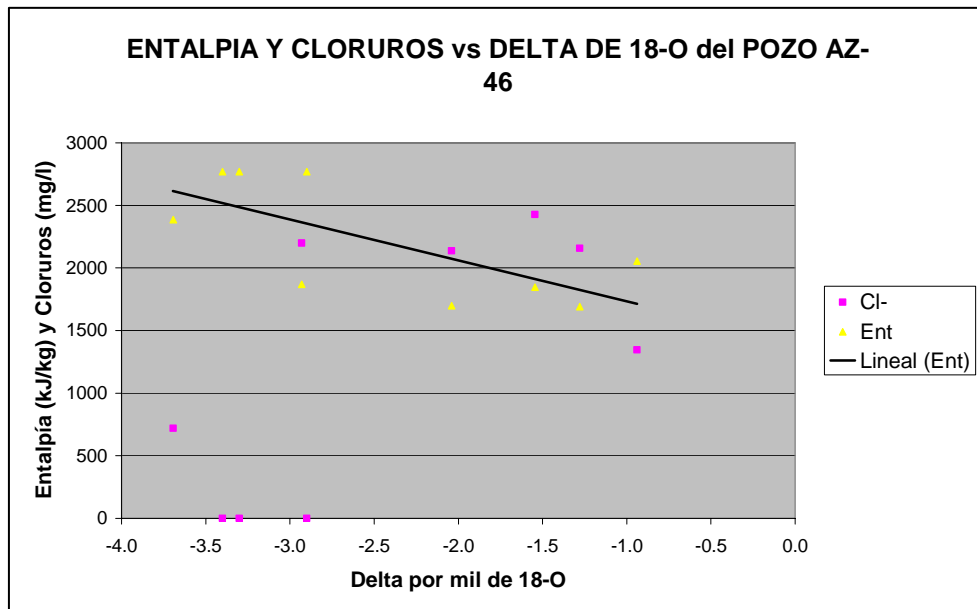


Fig. 5.26