

NOTA BREVE

SISTEMAS GEOTERMALES DE CONCERNENCIA MAGMÁTICA.

Miguel Muñoz

1.1 La presencia de cámaras magmáticas intercorticales alimentadas a través de sistemas volcánicos activos es una cuestión aún no esclarecida completamente por la volcanología, asumiendo ello una importancia particular en la prospectiva de la utilización de la energía térmica que ellas significarían. Es presumible que cualquier asociación de magmas cogenéticos pueda formar cámaras magmáticas cercanas a la superficie cuya forma y dimensiones estaría en relación con las condiciones estructurales existentes. Las condiciones tectónicas de la zona en la cual se desarrolla el volcanismo son las que permitirían la ascensión y el eventual restañeo del magma en su movimiento hacia la superficie. La tendencia evolutiva que se manifiesta en la sucesión de productos volcánicos emitidos es a menudo indicadora de los procesos que han caracterizado el estado pre-eruptivo y, sobre todo, de las condiciones de presión y temperatura a las cuales el magma se ha diferenciado.

Las cámaras magmáticas, intrusiones de magma en la corteza terrestre, están representadas principalmente por intrusiones locales subvolcánicas y por intrusiones regionales.

Las intrusiones locales subvolcánicas, con o sin sistema exterior, pueden estar constituidas por magmas ácidos (55 - 80% de SiO_2 , como en las riolitas, dacitas, traquitas, etc.) o por magmas básicos (40 - 55% de SiO_2 como en las fonolitas, basaltos, etc.).

Las intrusiones regionales, generalmente de magmas ácidos como en los casos de granitos y dioritas, pueden alimentar diversos sistemas volcánicos locales; las dimensiones de estas intrusiones regionales, generalmente elípticas, pueden superar varias decenas de kilómetros.

Con excepción de los grandes volcanes oceánicos, los magmas básicos no forman cámaras magmáticas a la profundidad deseable para la explotación de recursos geotérmicos. Por otra parte, se piensa que los magmas ácidos son siempre eruptados desde cámaras situadas en los 10 Km. superiores de la corteza; por esto, los sistemas volcánicos silíceos, si son suficientemente grandes, pueden significar anomalías termales de importancia energética.

1.2 La parte cortical de una cámara magmática en cristalización, con una densidad de 2.5 gr/cm^3 , tiene un gran potencial energético no sólo debido a la liberación de calor por enfriamiento (capacidad térmica $\sim 0.3 \text{ cal/gr}^\circ\text{C}$), sino que también por la liberación del calor latente de cristalización ($\sim 65 \text{ cal/gr}$). De este modo, el calor total liberado entre 900°C y 600°C es aproximadamente de 155 cal/gr , entre 850°C y 650°C de 125 cal/gr y entre 850°C y 300°C es de 230 cal/gr .

1.3 En la Fig. 1 se muestra un esquema ideal de un sistema magmático sin sistema exterior. Fuera de la fuente de calor, un campo geotermal debe contar con otros elementos que son esenciales para el aprovechamiento y explotación de la energía con que allí se cuenta. Un cierto volumen de roca de gran permeabilidad debe estar situado sobre la fuente de calor, siendo ese volumen el reservorio de calor del sistema. Este reservorio podría estar situado, en algunos casos, en el contexto de un sistema hidrológico capaz de proporcionar una adecuada recarga de agua. La delimitación del reservorio es un complejo problema de exploración geológica ya que la presencia de una cubierta volcánica extendida ampliamente en la superficie impide muchas veces el estudio de los estratos más profundos. El estudio de xenolitas en las rocas volcánicas puede ser importante en la obtención de información acerca de los fenómenos de

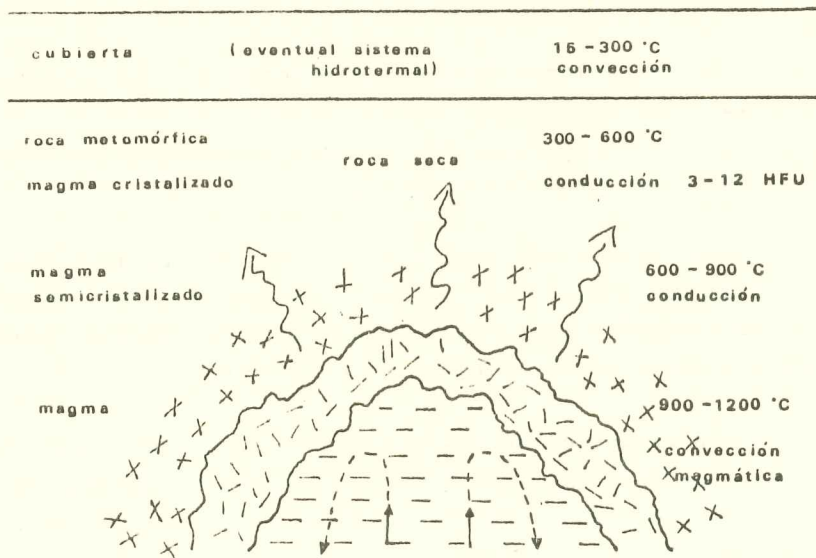


Fig. 1 Modelo de sistema magmático.

alteración hidrotermal producidos por la circulación de fluidos a gran temperatura. Es necesario también recalcar la importancia de la utilización de la metodología geofísica en la evaluación del reservorio (su litología, profundidad, estructura).

Otro elemento, cuya presencia se hace imprescindible en la caracterización de un campo geotermal, es una cubierta de roca impermeable (roca sedimentaria con impermeabilidad primaria), para cuyo conocimiento es necesario estudiar la estratigrafía y litología de los horizontes sub-superficiales. Para ello, muchas veces se deberá recurrir nuevamente a los métodos geofísicos. El conocimiento del grosor de la capa impermeable se hace indispensable en la perspectiva de saber sobre la utilidad de perforaciones poco profundas para la medición del gradiente térmico. Tales perforaciones son adecuadas sólo en el caso en que ellas traspasen la cubierta impermeable, y alcancen estratos donde la distribución de temperatura no esté alterada por la circulación de aguas en el suelo.

2.1 Para apreciar el estado energético de campos geotermales debidos a la presencia de masas ígneas en el interior de la corteza terrestre, es provechoso definir las siguientes cantidades:

$Q_{\text{total}} (Q_T)$: calor actual en la intrusión (Q_{ai}), calor en las rocas del techo de la cámara magmática (Q_{rt}) y el calor anómalo irradiado a la atmósfera durante la vida de la intrusión (Q_{aa}).

$Q_{\text{actual}} (Q_A)$: calor actual en la intrusión (Q_{ai}) y en las rocas del techo de la cámara magmática (Q_{rt}).

$Q_{\text{al exterior}} (Q_E)$: calor en las rocas del techo de la cámara magmática (Q_{rt}) y calor anómalo irradiado a la atmósfera (Q_{aa}).

Si se asume un grosor de 4 Km. para el techo de la cámara magmática (grosor compatible con los requerimientos de la explotación geotérmica) y una difusividad termal de $0.007 \text{ cm}^2/\text{seg}$, el tiempo de variación del gradiente térmico original de la Tierra a un gradiente regular entre la temperatura de la superficie y la temperatura de la cámara magmática es de aproximadamente 3.6×10^5 años (Rikitake, T., 1959; Jaeger, J.C., 1964). Si ha habido erupciones, y si la última erupción ocurrió hace un tiempo mucho menor que el señalado anteriormente, $Q_A \sim Q_T$ donde Q_T se calcula a partir de cantidades como las señaladas en (1.2) y de una estimación o conocimiento del volumen de la cámara magmática. En el caso de sistemas más antiguos se requiere un es-

tudio detallado de la perturbación del gradiente térmico. En la Fig. 2 se presenta un esquema de lo señalado en esta parte.

Se debe observar que la difusividad termal puede variar notablemente -aumentando- en el caso de sistemas de convección hidrotermal, dependiendo del promedio de las permeabilidades de las rocas del techo. También, en grandes sistemas tipo caldera, las rocas del techo pueden tener valores más pequeños que el de $0.007 \text{ cm}^2/\text{seg}$ de difusividad termal (Smith, R.L. y Shaw, H.R., 1975).

3.1 La explotación por medio de pozos de campos geotermales con origen en sistemas ígneos puede presentar dificultades especiales para la tecnología desarrollada hasta ahora. Puede ocasionarse un rápido enfriamiento en el entorno del pozo, provocándose una cristalización acelerada del magma en contacto con él. Sin embargo, como contrapartida a ello, se debe tener en cuenta el posible suministro (por convección) de magma desde las capas profundas de la corteza o desde el manto, que no ha sido considerado en los apartados anteriores. De esta manera, las partes más fluidas de la cámara magmática se mantendrán a temperaturas elevadas.

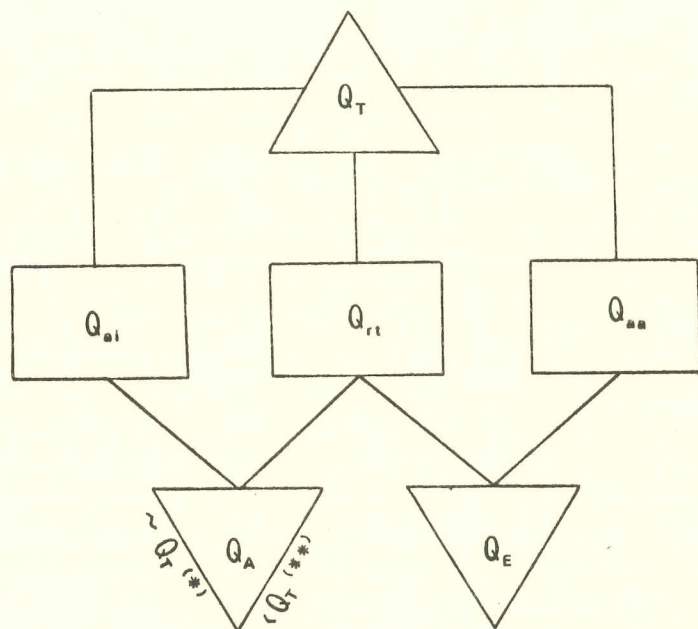


Fig. 2 El esquema muestra las relaciones entre las cantidades de calor en las distintas componentes de un sistema magmático. Para la simbología referirse a (2.1); (*) y (**) corresponden, respectivamente, a los casos de últimas erupciones con edad inferior y superior a 300.000 años, bajo asunciones como las de (1.2) y (2.1).

Merece también atención el problema de que si, perforando una cámara magmática ácida - rica en productos volátiles -, haya o no riesgo de provocar, por caída de presión, una tumultuosa desgasificación del magma, que en particulares condiciones significaría un proceso eruptivo explosivo.

4.1 Sistemas geotermales con manifestaciones superficiales, que indiquen claramente su presencia, son pocos - probablemente - en comparación con aquellos donde una delimitación geofísica sería necesaria para su hallazgo. Grandes campos geotérmicos han sido descubiertos sin el uso de métodos geofísicos, como en los casos de Larderello (Italia) y los Geysers (EE.UU.). En otros campos los métodos geofísicos han sido utilizados suplementariamente para ayudar a la localización de pozos en zonas donde por otras evidencias se sabía de la existencia de un campo geotermal; así ha sido, por ejemplo, en los campos de Wairakei y Broadlands (Nueva Zelanda) y El Tatio (Chile). Los métodos geofísicos se muestran aún más necesarios en el caso de sistemas geotermales sin manifestación superficial -situación en la que se encuentran, seguramente, la mayoría de los sistemas geotermales - y que pueden corresponder a la existencia de cámaras magmáticas intercorticales.

La determinación de una serie de parámetros geofísicos, cuya dependencia de la temperatura sea sensible, permitiría la individuación de una masa rescaldada. Tales parámetros, como la conductibilidad eléctrica, la velocidad de las ondas sísmicas y su atenuación, la susceptibilidad magnética, han de ser investigados a través de los métodos geofísicos. Además, el estudio de fenómenos sísmicos y de deformación del suelo puede constituir una contribución adicional a la investigación de estas masas rescaldadas que, como fuentes de calor, pueden dar origen a fenómenos dinámicos y termoelásticos por el flujo térmico anómalo que ellas significan. Keller, G. (1979) hace un resumen detallado de las ventajas y desventajas de cada uno de los métodos de prospección geofísica en la identificación de anomalías termales. La experiencia indica la utilidad del método magneto-telúrico a cinco componentes del campo electromagnético en la investigación de sistemas geotermales sin manifestación superficial. La necesidad de investigar zonas profundas de la corteza, pero estrechas, hace que este método sea considerado con prioridad. Con el método magnetotelúrico se puede alcanzar a indagar grandes profundidades sin el requerimiento de enormes dispositivos de potencia para la generación de campos artificiales, ni grandes tendidos de cables para localizar el equipo en terreno. El campo magneto-telúrico, claro está, no está bajo el control del explorador, y es en cierto modo no predecible. La investigación de sistemas geotermales por medio de este método es reciente, encontrándose aún en fase experimental (Cormy, G. y Musé, L. 1975; Muñoz, M., 1979).

REFERENCIAS.

- CORMY, G. , y Musé, L., 1975 "Utilisation de la MT-5-EX en Prospection Géothermique", en "Proceedings Second United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources", San Francisco, pp. 929-933.
- JAEGER, J.C., 1964, "Thermal effects of intrusions", Rev. Geophysics, Vol. 2 pp. 443-466.
- KELLER, G. V., 1979, "Geophysical Methods in prospecting for geothermal resources" en "Geophysical aspects of the energy problem" (Rapolla, A. et. al., Editors), Elsevier, Amsterdam (en publicación).
- MUÑOZ, H. 1979, "La prospección magneto-telúrica en la identificación de anomalías térmicas en los Campos Flegreos (Italia)", Ist. Internazionale per le Ricerche Geotermiche, Pisa.
- RIKITAKE, T., 1959, "Studies of the Thermal State of the Earth, II Heat flow associated with magma intrusion", Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ., Vol. 37, pp. 233-243.
- SMITH, R.L. y SHAW H.R., 1975, "Igneous-related geothermal systems" en "Assessment of Geothermal resources of the United States", U.S. Geol. Survey, Circular 726.
- CARSLAW, H.S. y Jaeger, J.C., 1959, "Conduction of heat in solids", Oxford Univ. Press.
- SOMMARUGA, C., 1978, "Sistemi geotermici conduttivi (Appunti di geotermia)", AGIP, Milán.