

ALGUNAS CONSIDERACIONES ACERCA DEL DIACLASAMIENTO, EN LAS ROCAS DE CAJA, ASOCIADO A LA INTRUSION DE DIQUES: EJEMPLOS DEL NORTE DE CHILE

JORGE SKARMETA M.

Servicio Nacional de Geología y Minería, Casilla 10465, Santiago

RESUMEN

En varias localidades del norte de Chile, como por ejemplo en la zona de El Quereo-Los Molles (32°S) y en Sierra de Moreno (22°S), afloran secuencias pelito-arenosas marinas del Triásico-Jurásico, atravesadas por diques y filones manto, dacíticos y/o andesíticos. Adyacente a varios de los diques, las rocas de caja presentan un intenso fracturamiento, especialmente notable en los niveles arenosos. Estas fracturas son paralelas a los márgenes de los diques, muestran desplazamiento dilatacional menor que 0,1 mm y no presentan desplazamiento paralelo al plano de la fractura. En consecuencia, pueden ser denominadas "diaclasas dilatacionales". Estas están muy poco separadas entre sí, en las cercanías de la interfase dique-roca de caja, pero el espaciamiento aumenta en forma progresiva al alejarse del dique, hasta adquirir una separación relativamente constante, y se extienden sólo hasta una distancia limitada desde el contacto.

La particular asociación espacial, que se señala, permite inferir que las diaclasas están relacionadas con la intrusión de los diques. Debido a que se desarrollan especialmente en rocas psamíticas más porosas, se sugiere que corresponden a fracturas hidráulicas, producidas por una mayor expansión térmica diferencial de los fluidos contenidos en los poros de las rocas sedimentarias, en comparación con la expansión de los granos.

Si un dique intruye "instantáneamente" a sedimentos húmedos, éstos, en sus contactos, experimentarán un inmediato aumento de la temperatura. El aumento de la temperatura generará, a su vez, un aumento en la presión de los fluidos de poros y hará decrecer el esfuerzo ("stress") efectivo en los sedimentos. Cuando el "esfuerzo efectivo" llegue a ser igual a la tensión uniaxial de los sedimentos (-K) la roca se fracturará hidráulicamente. Con el paso del tiempo y la solidificación del dique, el frente de presión -K se propagará, debido a la disipación de calor hacia la roca de caja. La formación de una fractura actuará como una barrera para la propagación del calor, hasta que haya transcurrido un período discreto de tiempo en que las condiciones de presión y temperatura se recuperen y se pueda formar una fractura en una posición más alejada. Sin embargo, en las cercanías del dique, es evidente que las diaclasas no son barreras térmicas absolutas, lo que implica que su distanciamiento se modifica en comparación con la separación que éstas muestran lejos del contacto, donde las diaclasas constituyen efectivas barreras térmicas.

El espaciamiento de las diaclasas observadas en terreno se explica satisfactoriamente a partir del análisis propuesto.

Palabras claves: Diques, Diaclasas hidráulicas, Esfuerzo efectivo, Expansión térmica diferencial, Conducción de calor, Norte de Chile.

ABSTRACT

The Triassic-Jurassic marine sedimentary sequences exposed in various localities in northern Chile, such as in El Quereo-Los Molles (32°S) and Sierra de Moreno (22°S) are cross-cut by dacitic and/or andesitic dyke and sill swarms. Where porous psammitic layers are intruded by these dykes the sandstones are intensively fractured.

These fractures have trends parallel to the dyke walls, show dilational displacement of less than 0.1 mm and zero shear in the fracture plane. Consequently they can be called "dilation joints". These are closely spaced adjacent to country rock-dyke interface and become progressively more widely separated away from the dyke until this separation becomes more or less constant. The fractures extend only to a limited distance from a dyke.

From this observed joint-dyke association it can be inferred that the joints are related to the dyke intrusion and, because they are better developed in the porous psammitic rocks, it is suggested that they correspond to hydraulic fractures induced by the differential thermal expansion of the pore fluids relative to the encasing rock.

If a dyke intrudes "instantaneously" into porous wet rock, the country rocks, at the contacts, will experience an instantaneous temperature rise. This increase in temperature will generate an increase in pore fluid pressure and will consequently decrease the effective stress. When the effective stress equals the tensile strength of the sediments (-K) the rock will fracture hydraulically. As time progresses and the dyke begins to solidify, the -K pressure front will propagate away from the dyke, due to the dissipation of heat into the country rock. The formation of one joint will act as a temporary barrier for the conduction of heat. This will hold until a sufficient period of time has passed in which the pressure and temperature conditions reach the level at which a subsequent joint will develop further away. However, it appears that in the vicinities of the dyke-sediment contact the joints can not "contain" the heat (*i.e.* the heat passes through the recently formed fracture), therefore their relative distance will be modified in comparison with the progressive separation they show away from the dyke.

The joints seen in the field are well explained with the proposed analysis.

Key words: Dykes, Hydraulic joints, Effective stress, Thermal differential expansion, Heat conduction, Northern Chile.

INTRODUCCION

Las regiones de la corteza terrestre, sujetas a calentamiento, son ambientes geológicamente favorables para que se produzca una expansión térmica diferencial entre las rocas y los fluidos incluidos en sus poros aislados (Baker, 1972; Norris y Henley, 1976). Un aumento de la temperatura de la roca puede producir un incremento en la presión del fluido contenido en los poros y, por lo tanto, hacer decrecer el esfuerzo ("stress") efectivo al que la masa de roca está sometida. Este descenso puede llegar a ser tal que la roca se fracture hidráulicamente (Hubbert y Rubey, 1959).

Los ambientes caracterizados por magmatismo son, posiblemente, los más adecuados para inducir un aumento diferencial de la presión de los fluidos contenidos en los poros, ya que los plutones ceden gran cantidad de energía térmica hacia las rocas encajantes (Norton y Knight, 1977; Knapp y Knight, 1977; Skarmeta y Price, 1984).

En este trabajo se discute el origen de algunas diaclasas espacialmente relacionadas con los diques, que intruyen a rocas sedimentarias marinas del Triásico-Jurásico, en la zona de El Quereo-Los Molles y Sierra de Moreno (Skarmeta, 1983). En ambas localidades se observa que, en las proximidades de los diques, existe gran cantidad de diaclasas paralelas a sus bordes cuyo espaciamiento aumenta, rápida y progresivamente, al alejarse del contacto entre los sedimentos y el dique. Sin embar-

go, este espaciamiento presenta una distribución logarítmica con respecto a la distancia, es decir, un aumento rápido y progresivo al alejarse del dique, para luego mantenerse aproximadamente constante a distancias que varían entre 10 y 20 cm del contacto. Esta singular relación existente entre la distribución y el ordenamiento espacial de las diaclasas adyacentes a los diques, permite proponer que las diaclasas corresponden a fracturas hidráulicas, generadas por un aumento térmico de la presión de los fluidos contenidos en los poros de los sedimentos.

En este estudio se considera que los poros son cavidades aisladas y no están interconectados entre sí. La textura cristalina de las rocas, en que los granos están en contacto y el hecho de que los poros aislados formen el 90% del total de la porosidad en rocas sedimentadas y cristalinas (Norton y Knight, 1977; Knapp y Knight, 1977), justifican plenamente la restricción impuesta.

En la primera parte del trabajo se describen las relaciones, observadas en terreno, entre las diaclasas y los diques. En la segunda, se discute y propone un posible mecanismo que explique esas relaciones. Finalmente, se presenta un modelo mecánico, semicuantitativo, que da cuenta del espaciamiento entre estas fracturas al alejarse del contacto con el dique. Estos resultados se comparan con las observaciones de terreno.

OBSERVACIONES E INFERENCIAS

Las rocas intruidas en Sierra de Moreno (Skarmeta, 1983) corresponden a depósitos marinos jurásicos, constituidos por alternancias de lutitas y areniscas cuarzo-feldespáticas, de grano fino a medio, de 3-4 cm de espesor, en que la relación arenisca/ lutita es cercana a uno. En El Quereo-Los Molles aflora una secuencia marina triásica, formada por bancos de cuarcita, de grano fino a medio, de hasta 20 cm de espesor, con intercalaciones más finas de lutitas negras, siendo la proporción de arenisca/ lutita mayor que uno.

Adyacente a los bordes de varios diques se observan diaclasas. Estas fracturas son, casi invariablemente, paralelas a los diques y presentan un espaciamiento progresivamente mayor a medida que se alejan del contacto. Sin embargo, una vez alcanzada una distancia crítica (10-20 cm) el espaciamiento se vuelve casi constante (Figs. 1, 2). El desplazamiento perpendicular a las diaclasas es menor que 0,1 mm y no se comprobó movimiento de cizalle paralelo a ellas. Conviene destacar que, si bien las diaclasas presentan un "estilo" de distribución similar, los espaciamientos no son iguales en todos los casos e incluso difieren en ambas localidades. Esto puede estar relacionado con las diferencias litológicas y/o el contenido total de areniscas entre las secuencias expuestas en Los Molles y en Sierra de Moreno. En ambas localidades, los diques intruyen rocas casi horizontales y las diaclasas forman ángulos cercanos a los 90° con la estratificación (Figs. 1, 2).

La figura 1 muestra la relación del espaciamiento entre las diaclasas con respecto a la distancia de la interfase dique-sedimento. Varios ejemplos de terreno pueden ser observados en la figura 2. La re-

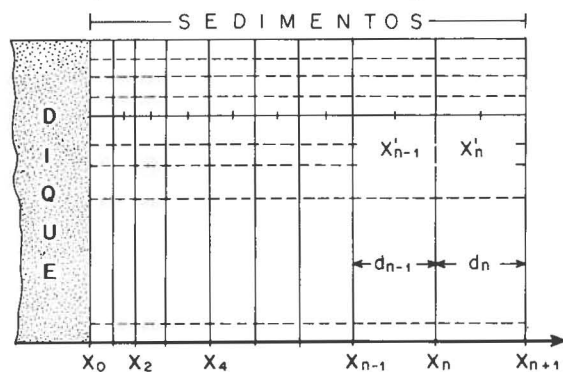


FIG. 1. Diagrama que ilustra las medidas de la distancia (d_n) entre dos diaclasas sucesivas con respecto a X'_n , que es una función de la distancia del contacto dique-sedimentos.

lación espaciamiento (que es discreto) de las diaclasas (d_n), respecto a la distancia (X_n) del contacto con el dique ($X=X_0$), se calculó para varios diques en ambas localidades (Fig. 3). Cabe hacer notar que la relación espaciamiento-distancia sigue aproximadamente una recta en el gráfico logarítmico, pero con constantes y pendientes diferentes en ambas localidades (ver Tabla 1), situación que puede estar controlada por la relación arenisca/lutita de la roca de caja. De acuerdo con la figura 1, las medidas se definen de la siguiente forma:

$$d_n = X_{n+1} - X_n \quad (1)$$

$$X'_n = X_n + d_n/2 = (X_n + X_{n+1})/2 \quad (2)$$

en que X_n es la distancia desde el contacto ($X=0$) a la diaclasa ubicada en la posición n .

TABLA 1

	a	b	r^2
CASO 1	-0,53	2,23	0,78
CASO 2	-0,08	1,91	0,74
CASO 3	-0,49	2,53	0,72
CASO 4A	-3,29	6,8	0,68
CASO 4B	-3,33	7,8	0,90
CASO 4C	-3,77	8,2	0,66

Constantes de la ecuación (3): $d_n = a + b \log X'_n$ para cada caso medido; r^2 es el coeficiente de correlación lineal. Casos 1-3 corresponden a ejemplos observados en Los Molles y casos 4A, B y C a ejemplos de Sierra de Moreno.

De cada uno de los gráficos de la figura 3 se obtuvo una relación que permite determinar la pendiente de la línea $d_n - X'_n$ y, por lo tanto, conocida la posición de X_n , establecer la magnitud de separación con la siguiente diaclasa:

$$d_n = a + b \log X'_n \quad (3)$$

en que a y b son constantes, valores que, para cada caso medido, están indicados en la figura 3 y en la tabla 1. En la tabla 1 también se señalan los coeficientes de correlación lineal de las regresiones y puede notarse que los coeficientes son similares para cada localidad [(1, 2 y 3) y (4A, B y C), res-

**a****b****c**

FIG. 2. Diaclasas adyacentes a diques. a. Caso 3, Los Molles (Tabla 1, Fig. 3) en que se observa el aumento del espaciamiento de ellas, en el nivel psamítico, al alejarse del dique (ubicado a la izquierda de la foto); b. Caso 4A, Sierra de Moreno (Tabla 1, Fig. 3) en que las diaclasas aumentan su espaciamiento hacia la izquierda de la fotografía (dique ubicado inmediatamente a la derecha de la foto); c. Franja de rocas fluidizadas y brechizadas localmente desarrollada en niveles pelíticos adyacentes a un dique de Los Molles.

pectivamente]. Lo anterior permite sugerir, como se señaló, que estos coeficientes tienen relación con la litología de la roca huésped. A partir de las observaciones realizadas (Fig. 3), es posible generalizar que la ecuación (3) sólo tiene validez para el rango $0 < X < 2W$, en que W es la potencia del dique. En todos los ejemplos considerados, los diques tienen potencias variables entre 1 y 0,15 m.

Como estas diaclasas no presentan movimiento de cizalle, se puede concluir que se desarrollaron por extensión paralela al plano de fractura y pueden ser denominadas dilatacionales. Debido a que se presentan espacialmente relacionadas con los diques (son paralelas a ellos y exhiben una frecuencia decreciente a partir del contacto), se puede inferir que existe una relación genética entre los intrusivos y las fracturas. La relación de las diaclasas con la intrusión de los diques permite demostrar que se formaron en una dirección perpendicular al esfuerzo principal mínimo, compresivo y no tensional, ya que si así no fuera, los diques no pasarían, invariablemente, a filones en un nivel estratigráfico superior (Skarmeta, 1983). En consecuencia, se puede demostrar que estas diaclasas son fracturas hidráulicas (en el sentido de Secor, 1965) y que se

habrían generado por un aumento de la presión de fluidos por sobre el esfuerzo principal mínimo. El aumento de la presión puede deberse a una mayor expansión térmica del fluido, por aumento de la temperatura la que, a su vez, está relacionada con el calor cedido desde el intrusivo hacia la roca encajante.

El que las diaclasas se observen sólo hasta una distancia $X < 2W$ permite inferir que el dique sólo pudo ceder el calor suficiente para inducir fracturamiento hasta una distancia determinada (lo que implica, a su vez, un tiempo de acción determinado debido al proceso de enfriamiento paulatino). Debe enfatizarse que este fenómeno ha sido observado sólo en rocas intrudidas por diques de hasta aproximadamente 1 m de potencia y que el problema no ha sido estudiado en cuerpos intrusivos mayores. Más aún, donde se observaron diques de aproximadamente un metro de potencia, en sus adyacencias se reconoció una franja de rocas fluidizadas y brechizadas, de menos de 10 cm (que afectan principalmente a las intercalaciones de lutitas), para luego mostrar un desarrollo de diaclasas como el descrito en la aproximación indicada en (3) (ver Figura 2).

DIACLASAMIENTO HIDRAULICO INDUCIDO POR DISIPACION DE CALOR

Diversos mecanismos han sido invocados para producir un incremento de la presión de fluidos (ver discusiones en Smith, 1970; Magara, 1974; Fyfe *et al.*, 1978; Gretener, 1981). Norris y Henley (1976), Knapp y Knight (1977) y Solberg *et al.* (1980), propusieron el mecanismo de la expansión térmica de los fluidos, asociado con el aumento de la temperatura por enterramiento de las rocas que los contienen. Este aumento de presión hace decrecer el esfuerzo efectivo de las rocas, transformando el poro en una grieta, la que se propaga hasta generar una fractura en equilibrio con el campo de esfuerzo externo (Secor 1969; Secor y Pollard, 1975).

Previo a la discusión, y sobre el origen de las diaclasas de Sierra de Moreno y El Quereo-Los Molles, se discutirán algunos conceptos básicos y elementales de fracturamiento hidráulico y esfuerzos térmicos relacionados con el modelo que se presenta subsecuentemente.

FRACTURAS HIDRAULICAS

Un sistema elástico sometido a esfuerzos tri-

axiales S_1 , S_2 y S_3 (en que $S_1 \geq S_2 \geq S_3$), actuando externamente, y una presión P , actuando en los poros rellenos por fluidos, es mecánicamente equivalente al mismo sistema con esfuerzos efectivos $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$, actuando externamente, con una presión de fluidos $P=0$. Esta relación se conoce como "Ley de los Esfuerzos Efectivos" (Hubbert y Rubey, 1959), en que:

$$\sigma_i = S_i - P \quad (4)$$

De la teoría de la mecánica de fracturas (ver Griffith, 1924; Secor, 1965, 1969; Price, 1966; Lawn y Wilshaw, 1975) se puede concluir que fracturas extensionales (aquellas que son dilatacionales aún cuando los esfuerzos sean compresivos), sólo pueden desarrollarse cuando P es suficientemente alto. El fracturamiento sólo será posible en el plano normal al esfuerzo principal mínimo, S_3 , siempre que se cumpla que (Jaeger y Cook, 1969):

$$S_3 - P = -K \quad (5)$$

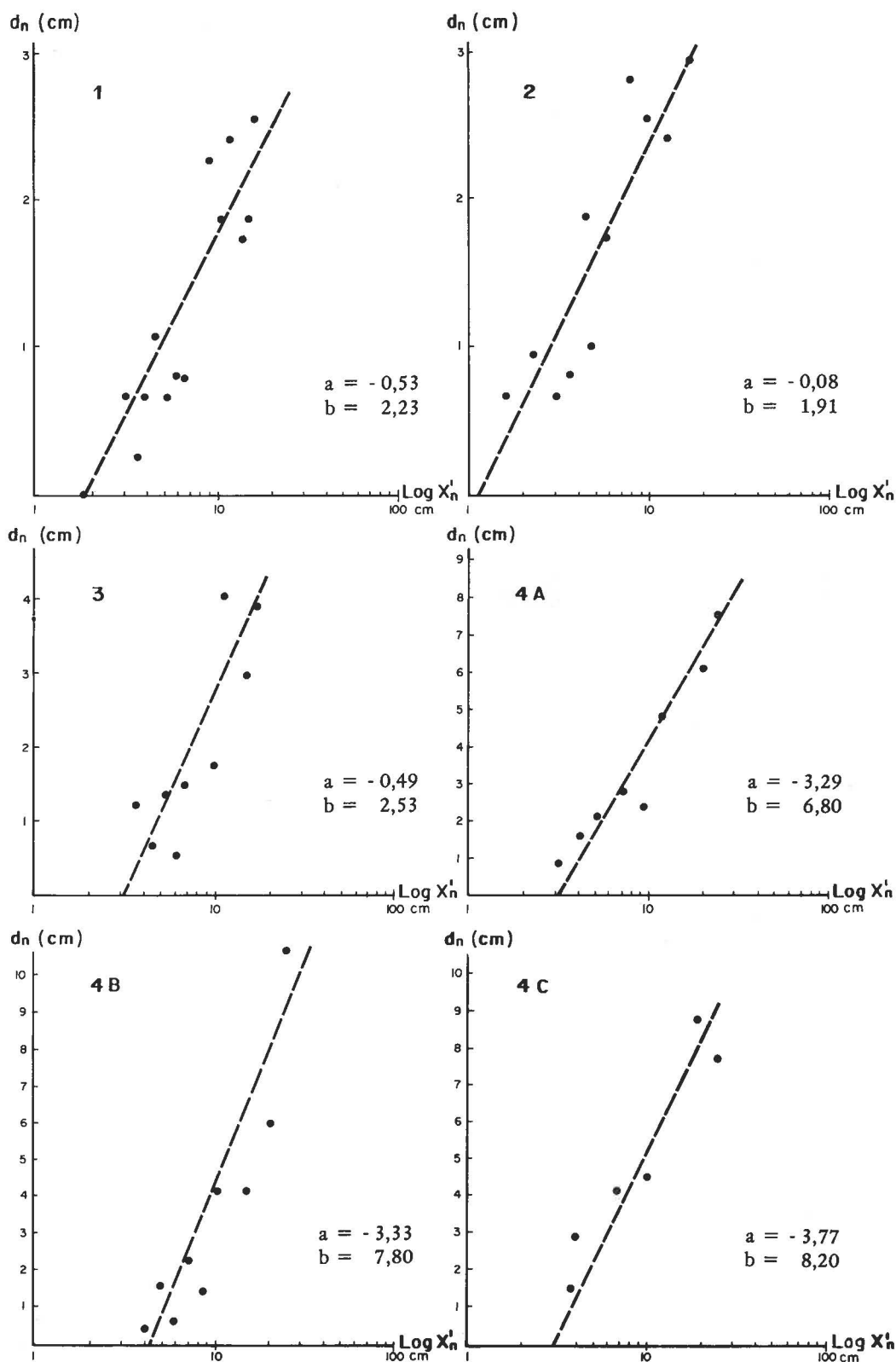


FIG. 3. Relación $d_n - X'_n$ para todos los casos estudiados. Las líneas señaladas fueron ajustadas por el método de los mínimos cuadrados y todas son del tipo $d_n = a + b \log X'_n$; a y b y el coeficiente de correlación lineal de la regresión (r^2) están señalados en la tabla 1.

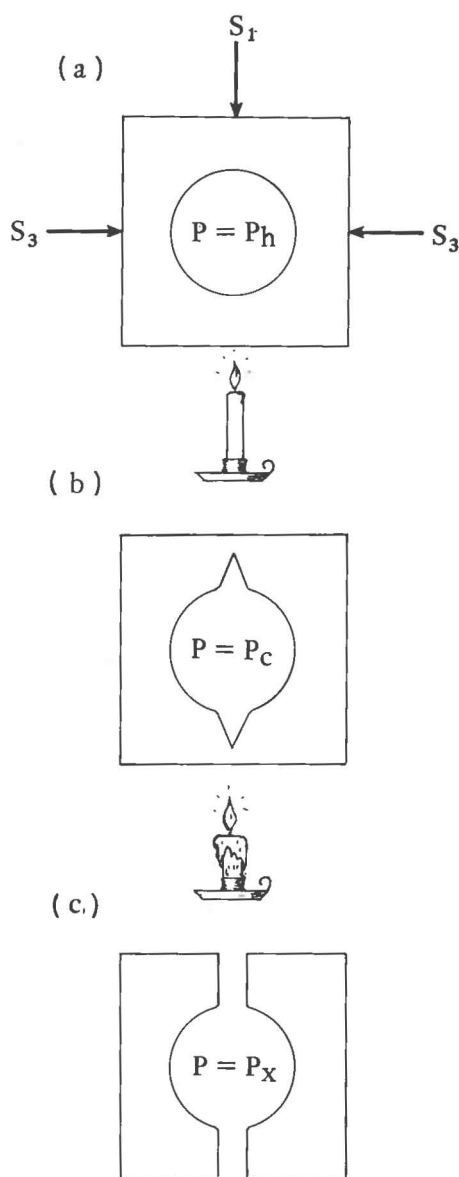


FIG. 4. Ilustración esquemática de las condiciones existentes antes y después del fracturamiento, por la expansión térmica del fluido contenido dentro de un poro aislado. a. Estado inicial en que la presión de fluido P es igual a la presión hidrostática P_h . b. Inicio de la fractura cuando P aumenta a un valor P_c , pero éste no es aún igual al requerimiento de fractura, $S_3 + K$. c. Con expansión térmica sostenida, la presión de fluido P puede llegar al valor crítico de fractura $P_x (=S_3 + K)$ y formar una diaclasa hidráulica perpendicular a S_3 .

relación que sólo es válida si:

$$S_1 + 3S_3 < 4P \quad (\text{ó } S_1 - S_3 < 4K) \quad (6)$$

en que $-K$ es una constante denominada tensión uniaxial, la cual es una propiedad de cada roca.

Si $(S_1 + 3S_3 > 4P)$ ó $(S_1 - S_3 > 4K)$, la fractura se desarrollará con una componente de cizalle y, por lo tanto, habrá desplazamiento paralelo a los planos de fractura, en estos casos, en el plano vertical.

Combinando las ecuaciones (4) y (5) se obtiene el requisito para generar fracturas hidráulicas en un cuerpo sometido a una presión de fluidos P :

$$\sigma_3 = -K \quad (7)$$

Un aumento térmico de P inducirá una reducción del esfuerzo efectivo en el contacto poro-grano, hasta que los requerimientos establecidos en la ecuación (7) sean cumplidos, y se formen fracturas hidráulicas (Fig. 4).

ESFUERZOS TERMICOS

A continuación se considera el efecto del aumento de la presión de fluidos (P), derivado de una expansión térmica de los fluidos de poros (ver Fig. 4). Se supondrá que los fluidos actúan contra una matriz elástico-rígida, con un volumen y una densidad constantes (los poros pueden tener algún incremento de volumen como respuesta al aumento de presión ejercido por los fluidos, pero éste no es significativo y, por lo tanto, no será considerado en este estudio).

De acuerdo con las leyes de la termodinámica, el estado de equilibrio de cualquier material está determinado por las variables de estado, tales como la temperatura T , presión P y volumen específico V .

El incremento del volumen específico se puede relacionar con la variación de P y T por medio de la regla de las cadenas:

$$dV = (\partial V / \partial T)_P dT + (\partial V / \partial P)_T dP \quad (8)$$

Las dos derivadas parciales, que aparecen en la ecuación (8), están relacionadas con parámetros termodinámicos bien conocidos. La **compresibilidad térmica**, β , que describe el cambio de volumen con respecto a las variaciones de presión, a temperatura constante:

$$\beta = -1/V (\partial V / \partial P)_T \quad (9)$$

y el coeficiente de **expansión térmica** volumétrica,

α , que representa el cambio de volumen con respecto a la temperatura, a presión constante:

$$\alpha = 1/V (\partial V / \partial T)_P \quad (10)$$

Combinando las ecuaciones (8), (9) y (10) se obtiene que:

$$dV = -V\beta dP + \alpha V dT \quad (11)$$

Si el material está confinado por el sistema de fuerzas externas (Fig. 5), el volumen de poros no puede variar antes del fracturamiento ($dV=0$), cuando la temperatura y la presión varían, de la ecuación (11) se obtiene que:

$$dP/dT = \alpha/\beta \quad (12)$$

en que α/β se denomina el coeficiente de presión del sistema H_2O .

COEFICIENTE DE PRESION PARA EL SISTEMA H_2O

El coeficiente α/β (para el sistema H_2O) varía entre 10 y 25 bar/°C, en ambientes corticales superficiales (<30 km; Fig. 6). Variaciones de la presión, temperatura y sobrecarga de rocas, pueden tener significativos efectos en el valor del coeficiente (Domenico y Palciauskas, 1979; Delaney, 1982). Para $P =$ constante (<2 kbar) α/β crece con la temperatura hasta su máximo, a los 150°C. Los incrementos mayores de P con T ocurren, por lo tanto, entre los 100 y 300°C (Fig. 7). Del análisis anterior se desprende que incrementos moderados de temperatura producirán substanciales aumentos

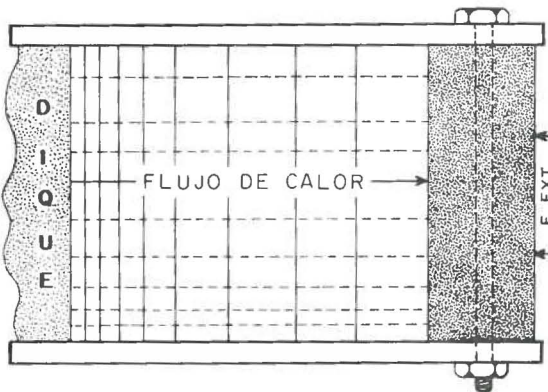


FIG. 5. El sistema de fuerzas externo, representado por el bloque fijo, evita el aumento finito de volumen por diacclasamiento, en la dirección perpendicular a las diacclas.

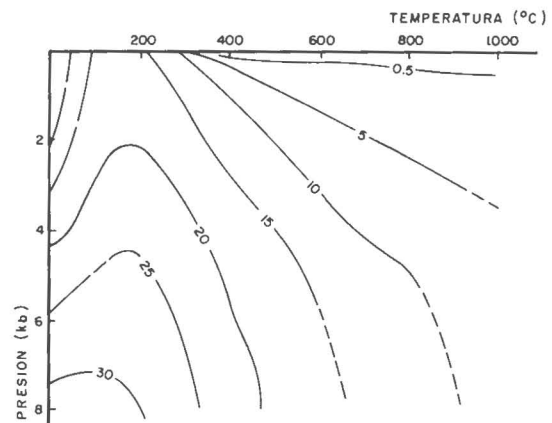


FIG. 6. Valores del coeficiente α/β en un amplio intervalo de presión y temperaturas en el sistema H_2O . Basado en datos de Keenan *et al.* (1969) adaptado de Knapp y Knight (1977).

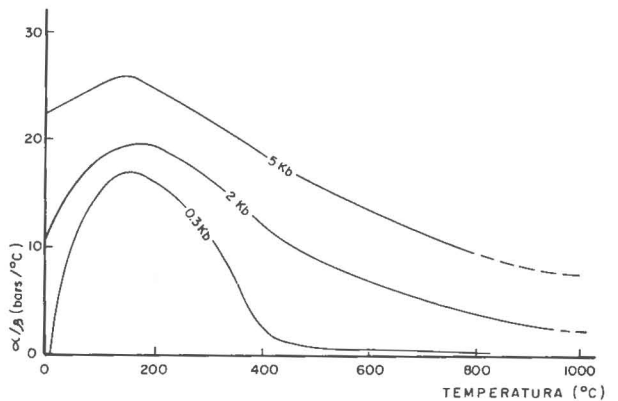


FIG. 7. Sección isobárica de la figura 6. Tomada de Knapp y Knight (1977).

de presión de fluidos, si el volumen de poros no varía. Por lo tanto, el calor conducido desde el dique hacia los sedimentos encajantes producirá una expansión térmica diferencial entre los granos y la matriz de la roca y sus fluidos contenidos. Este sistema se considera cerrado mientras los poros permanezcan aislados y/o hasta el momento en que se generen la o las fracturas y el sistema de poros se abra (Fig. 4).

DESARROLLO DE LA PRIMERA FRACTURA EN $X=X_1$

Para evaluar los cambios de presión de fluidos de poros, P , inducido por el aumento de temperatura, T , se asumirá que, en cualquier poro aislado, son válidas las condiciones establecidas en la ecuación (12). Las condiciones de borde para determinar las

constantes de integración de esta ecuación pueden ser establecidas de la siguiente forma: en $X=0$ (contacto dique-sedimento) $T_0=T_d/2$ ($\sim 500^\circ\text{C}$) en que T_d es la temperatura del dique por sobre la temperatura de la roca de caja (Jaeger, 1964). En $X=\infty$ lejos de los efectos térmicos causados por el dique en la roca de caja, T_∞ corresponderá a la temperatura generada por el gradiente térmico regional. Skarmeta (1983) estimó que los diques y filones de Sierra de Moreno se habrían emplazado a una profundidad Z , mínima de 1.500 m, posiblemente a unos 2.000 m. Suponiendo un gradiente térmico "normal" de $30^\circ\text{C}/\text{km}$, T_∞ mínimo corresponderá a 60°C . La presión de los fluidos de poro en X_∞ (P_∞) será aquella generada por la sobrecarga normal de rocas, y puede ser establecida a partir de la relación:

$$P = S_v \cdot \lambda \quad (13)$$

en que S_v ($= \rho \cdot g \cdot z$) es el esfuerzo vertical ejercido por la sobrecarga de rocas, a la profundidad de emplazamiento mínima Z , y λ es una constante hidrostática, cuyo valor es del orden de 0,4 (ver discusión en Hubbert y Rubey, 1959 y Fyfe *et al.*, 1978). Reemplazando valores correspondientes en la ecuación (13) se obtiene que P_∞ , a una profundidad de 2.000 m, tiene un valor mínimo de $18 \cdot 10^6$ dinas/cm² ($= 180$ bar).

Luego de la integración y asignando a α/β un valor constante, dentro de los límites de integración de entre 10 y $25 \cdot 10^6$ dinas/cm²°C ($10 - 25$ bar/°C), la ecuación (12) se transforma en:

$$P_x = T_x \alpha/\beta + A \quad (14)$$

que, de acuerdo con las condiciones de borde ya establecidas en $X=\infty$, A adquiere un valor de $180 \cdot 10^6 - 60$ dinas/cm², con lo cual la presión del fluido, dentro de un poro, a una distancia X del contacto será:

$$P_x = \alpha/\beta (T_x - 60) + 180 \cdot 10^6 \text{ dinas/cm}^2 \quad (15)$$

Las condiciones requeridas para producir una fractura hidráulica se obtendrán, de acuerdo con la ecuación (5), cuando $P_x = S_3 + K$.

Combinando las ecuaciones (5) y (15) es posible determinar la presión (y/o temperatura) del fluido, térmicamente inducido, dentro de un poro aislado, requerida para generar una fractura perpendicular a S_3 , a una distancia X del contacto di-

que-roca de caja. La ecuación (15), al momento de la fractura, se convierte, por lo tanto, en:

$$S_3 + K = \alpha/\beta (T_x - 60) + 180 \cdot 10^6 \text{ c.g.s.} \quad (16a)$$

de donde se puede obtener que:

$$T_x = (S_3 + K - 180 \cdot 10^6) + 60^\circ\text{C} \quad (16b)$$

Se ha señalado que la presión P_x , requerida para la formación de diaclasas perpendiculares a S_3 , debe variar entre (Ecuaciones (5) y (6); Secor, 1965, 1969; Hancock, 1985).

$$S_3 + K \leq P_x < S_1 - 3K \quad (17)$$

condición que establece los límites de la presión de fluidos de poros, requerida para formar diaclasas dilatacionales, paralelas a la pared del dique. Si $P_x > S_1 - 3K$, las rocas se brechizarían y fluidizarían, situación que sólo fue observada localmente en los bordes de un dique en El Quereo (Fig. 2).

De acuerdo con (17) y por los requerimientos necesarios para la formación de diaclasas verticales a la profundidad estimada para el emplazamiento de los diques ($Z=2.000$ m) y combinando las ecuaciones (4), (6) y (13), el valor de λ , al momento de la fractura, se obtiene de:

$$\sigma_1 = S_1 - P = S_1 (1 - \lambda) = 3K \quad \text{y es:} \quad (18a)$$

$$\lambda = 1 - 3K/S_1 = 3K/450 \cdot 10^6$$

La tensión uniaxial ($-K$) de rocas sedimentarias tiene valores típicos del orden de 50 bar ($50 \cdot 10^6$ dinas/cm²; ver Fyfe *et al.*, 1978; Norman *et al.*, 1977) y, por lo tanto, en los poros adyacentes al dique, λ , tendrá valores de $\sim 0,7$, en comparación con el valor hidrostático de 0,4 determinado para $X=\infty$. Es posible demostrar, con las ecuaciones (6) y (13), que para formar diaclasas dilatacionales (sin componente de cizalle) es condición necesaria que (Secor, (1965):

$$\sigma_1 - \sigma_3 \leq 4K$$

en que $\sigma_{1,3} = S_{1,3} (1 - \lambda)$ y, en consecuencia, $P = \lambda S_1 = 300$ bar. Por lo tanto, $\sigma_1 = S_1 - P = 150$ bar como máximo, $\sigma_3 = -50$ bar y $S_3 = 250$ bar.

La isoterma requerida para aumentar la presión de los poros al valor crítico de ruptura $P_x = S_3 + K$ está gobernada por una relación de transferencia de

calor del tipo (Jaeger, 1957, 1964):

$$T_x/T_d = 1/2 (1 - \operatorname{erf} [X/2 (ht)^{1/2}]) = 1/2 \operatorname{erfc} [X/2 (ht)^{1/2}] \quad (19)$$

en que T_x es la temperatura en X y T_d es la temperatura del dique, t es el tiempo y h una constante térmica que tiene valor del orden de 0,01 cm/seg. De la ecuación (19) se puede observar que cuando $X=0$ y $t>0$, la temperatura en el contacto (T_0) adquiere un valor igual a $T_d/2$ y permanece a esa temperatura (ver Jaeger, 1968).

Combinando las ecuaciones (16b) y (19) se puede establecer que la primera fractura se formará en X_1 , en el tiempo t_1 sólo cuando:

$$\operatorname{erfc} [X_1/2 (ht_1)^{1/2}] = [(S_3 + K - 180 \cdot 10^6) \alpha/\beta + 60^\circ] / T_0 = \gamma \quad (20)$$

en que γ , por definición de la función error complementaria, varía entre 0 y 1 y será constante para todo X , en el $t=t_n$ de formación de la fractura en la posición X_n .

Reemplazando los valores de S_3 , K y α/β , establecidos previamente (Ecuación 20), se obtiene que γ varía entre 0,144 y 0,132, con un valor

promedio de 0,138 (utilizando los valores extremos de α/β , los resultados no varían mayormente respecto a los resultados obtenidos usando el valor promedio). Mediante el uso de las tablas de la función error complementaria se obtiene que:

$$X_1 = 2,1 (ht_1)^{1/2} \quad (21)$$

De los ejemplos de terreno, es factible medir X_1 que, según cada caso, varía entre 1,1 y 3,3 cm (Fig. 3). Por lo tanto, t_1 variará entre 28 y 247 seg., luego de la intrusión, o en forma equivalente, el frente de presión $-K$ tarda ese tiempo en llegar a la posición X_1 . En tiempos geológicos, la intrusión y la formación de las diaclasas pueden ser consideradas "instantáneas".

La ecuación (20) señala las condiciones de temperatura mínimas, requeridas para que la presión aumente al límite de formar una diaclasa térmicamente inducida en X_1 . Una vez formada esta fractura, el sistema se "abre", las condiciones para la formación de las diaclasas siguientes cambian y los supuestos considerados quedan temporalmente invalidados. Estas nuevas condiciones, para las cuales no existen aproximaciones cuantitativas seguras, serán analizadas a continuación.

ESPACIAMIENTO DE FRACTURAS EN EL DOMINIO $X > X_1$

Idealmente, la conducción de calor se desarrolla en un medio continuo y su distribución es homogénea en el tiempo. Sin embargo, una vez generada una fractura, los supuestos considerados en el análisis anterior (esencialmente, que los poros son aislados) quedan invalidados. Al formarse una diaclasa se producirá un descenso instantáneo de la presión P_x por un aumento local del volumen de poros y de fractura, originando así un aumento de la permeabilidad de la roca (Fig. 8; Ecuación (8)). El aumento de la permeabilidad en el entorno de la diaclasa recién formada (ver Norton y Knight, 1977; Gretener, 1981) generará un gradiente hidráulico, y el fluido emigrará de los poros y, por lo tanto, se producirá un descenso de su presión desde $P_x = S_3 + K$ a un nivel hidrostático (P_h), el que podrá ser igual al mínimo S_3 . La diaclasa (en X_n) cambia la capacidad de conducción de calor de la roca para todo el dominio perpendicular a $X > X_n$, formando así una barrera térmica.

BARRERAS TERMICAS TEMPORALES

La formación de una fractura equivale a introducir una lámina aislante en un medio en que se está conduciendo calor. Esta lámina actuará como una "barrera" para la conducción de calor para todo $X > X_n$. La transmisión de calor estará condicionada a la posibilidad de conducir calor a través de esta barrera térmica (i.e., más allá del límite de la zona dañada; Fig. 9).

El "daño" producido en torno a una diaclasa es de dos tipos y ambos interactúan para interferir en la conducción continua de calor: i. la diaclasa en sí constituye una discontinuidad física entre dos masas de roca (Fig. 9); y ii. la alteración del sistema de poros aislados en torno a la diaclasa que, en efecto, transforma a la roca en una masa de poros interconectados (en una roca permeable), incapaces de sustentar un aumento de presión de fluidos sin que el fluido emigre (Fig. 8); por lo tanto no es

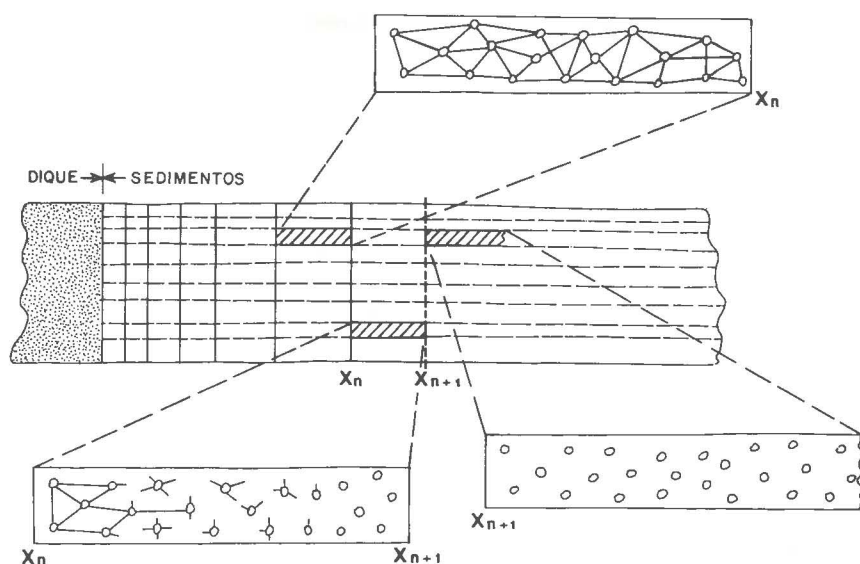


FIG. 8. La formación de una diagenesis en X_n modifica el sistema de poros aislados, transformando a la roca del entorno $X > X_n$ en un material con propiedades térmicas de permeabilidad diferentes a la roca intacta. En X_{n+1} , se formará otra diagenesis ya que ésta corresponde a la posición mínima en que la roca presenta las características esenciales de poros aislados o, equivalentemente, la posibilidad de retener fluido y aumentar su presión.

fracturable hidráulicamente. Implícito en el argumento está que las diagenesis hidráulicas sólo se podrán formar más allá o en el límite externo de la zona dañada y que la diagenesis ya formada actúa como una barrera térmica, sólo hasta que el calor proveniente del dique la traspase. Dicho de otra forma, la barrera (o su análogo, la lámina), será calentada sólo una vez, repitiéndose la situación con la diagenesis siguiente (ver Fig. 9).

Como el calor continúa siendo cedido desde el dique hacia la roca de caja, la zona "dañada" (cuyo contenido de agua ha emigrado) también será calentada (en condiciones térmicas diferentes), para continuar conduciendo calor hacia la región $X > X_n$. Para que esto ocurra, deberá haber transcurrido un período de tiempo t' , de tal forma que, en la situación $(X_{n+1}, t_{n+1} = t_n + t')$, se habrá recuperado la presión de fluidos P_x capaz de generar una nueva fractura en X_{n+1} , en que $P_x = P_{x+1} = S_3 + K$. Al momento de la fractura en X_n , la presión de fluidos decrecerá una cantidad ΔP , eventualmente hasta S_3 , la mínima presión de fluido P posible y, por lo tanto, ΔP máximo será K . Como el calor se transmite desde la fuente (en $X = X_0$), para cada nueva fractura la distancia a considerar en la conducción de calor será mayor por la sucesiva adición de los d_n . La variación de ΔP puede ser de las siguientes formas (Fig. 10):

a. Si ΔP es constante ($-K$) en cada diagenesis, la presión descende hasta S_3 ; por lo tanto, desde la diagenesis X_n el calor se transmite a la diagenesis siguiente X_{n+1} , hasta aumentar la presión al valor $S_3 + K$ requerido. La pendiente de las curvas $P - X_n$ será aproximadamente constante (Fig. 10a).

b. ΔP es variable ($< K$) y dependiente de un "calor de fondo" (o la presión de fondo) retenida en el dominio $X < X_n$; por lo tanto, la pendiente de las curvas $P - X$ decrecerá con cada sucesivo d_n (Fig. 10b).

En el siguiente análisis se intentará probar que T y d_n varían proporcionalmente entre sí. Consideremos aisladamente la situación existente entre dos diagenesis, aquella formada en una posición X_n y aquella por formarse en una posición X_{n+1} (Fig. 11). La diagenesis formada en la posición X_n se origina en el tiempo t_n y la diagenesis en la posición X_{n+1} , en el tiempo t_{n+1} . Entre X_n y X_{n+1} se aprecia una diferencia de temperatura $\Delta T = T_n - T_{n+1}$, en que T_n es la temperatura de fractura (T_x en Ecuación 19) y T_{n+1} será igual a T_∞ ya que el área $X > X_n$ no ha sido calentada porque la diagenesis constituye, momentáneamente, un aislante térmico (una condición válida en un régimen permanente; Fig. 9). El problema es aquí análogo al de la conducción de calor a través de dos capas de materias con diferentes conductividades térmicas: una roca fracturada

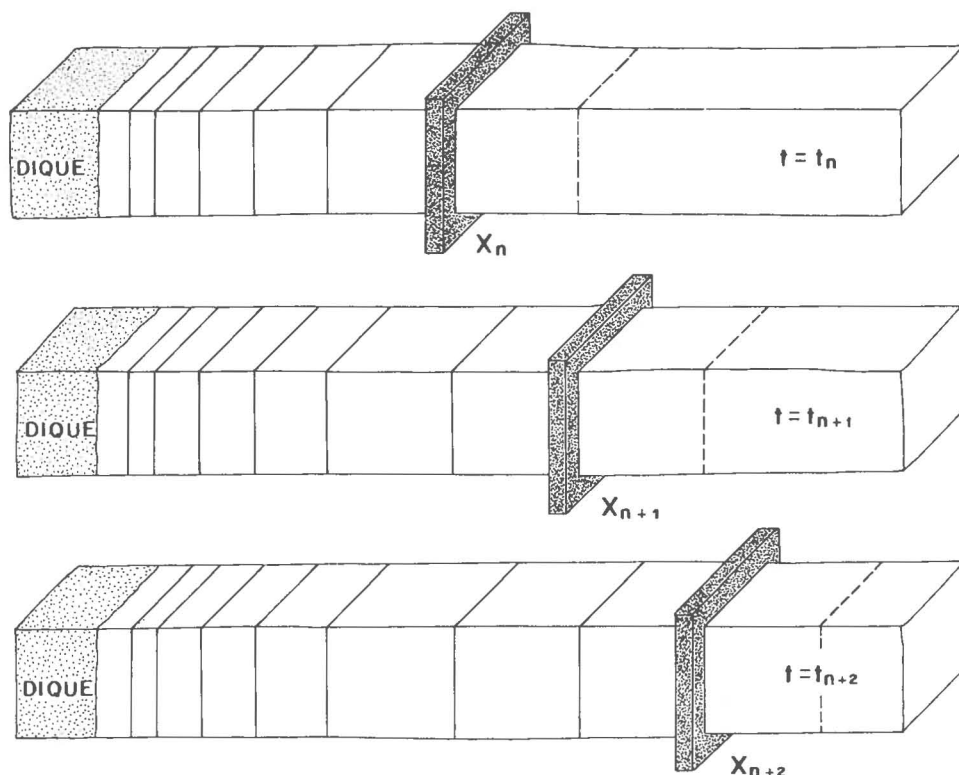


FIG. 9. Esquema que ilustra el concepto de la barrera térmica mediante el análogo de la lámina aislante (sombreado), en la posición de la diaclasa recién formada en X_n . Con el transcurso del tiempo y la formación de las sucesivas diaclasas, la barrera se traslada a las posiciones X_{n+1} y X_{n+2} .

y una roca intacta, con conductividad q_f y q_i respectivamente (Fig. 11). Debido a esta diferencia de temperatura, se generará un flujo calórico perpendicular a X_n , que, en un tiempo t_{n+1} , trasladará a la posición X_{n+1} las condiciones de fracturas presentes en X_n , en $t = t_n$ (Fig. 11). La cantidad de calor Q , que fluye entre X_n y X_{n+1} , en un tiempo t_{n+1} , se puede calcular a partir de una relación básica de conducción de calor (Ekert y Drake, 1959).

$$dQ/dt = -q dT/dX \quad (22)$$

en que q es una constante de proporcionalidad, que depende de la conductividad térmica y del área de la roca, y el signo menos indica que el calor fluye en la dirección de la temperatura menor. En un régimen de flujo constante entre X_n y X_{n+1} , dQ/dt será constante ($= C$), entonces (Fig. 11):

$$dT/dX = -C/q \quad (23)$$

Como C/q es independiente de X , se obtiene por integración (entre X_n y X_{n+1} y T_n y T_∞),

que al momento de formar la diaclasa más distante (recuérdese que al momento de la fractura $T_n = T_{n+1} = T_{n+2} = \dots$)

$$\begin{aligned} (T_n - T_\infty)/(d_{n+1}) &= \\ (T_{n+1} - T_\infty)/(d_{n+2}) &= \dots = (\Delta T/d_n) \end{aligned} \quad (24)$$

y, por lo tanto,

$$\Delta T/d_n = \text{constante} = R \quad (25)$$

Si la diferencia de temperatura (ΔT) entre dos diaclasas (una recién formada y otra por formarse) se mantiene constante, y la capacidad de aumentar la presión del fluido supera a la capacidad de los fluidos de emigrar de los poros, su espaciamiento (d_n) se mantendrá relativamente constante. Esto sólo será posible a cierta distancia de la fuente de calor, ya que, en las proximidades de ésta, todas las situaciones normales de conducción serán alteradas, debido a que, en ese entorno, el calor es notablemente alto, pudiendo calentar rápidamente un sector grande y, por lo tanto, formar simultáneamente varias diaclasas. En otras palabras, las diacla-

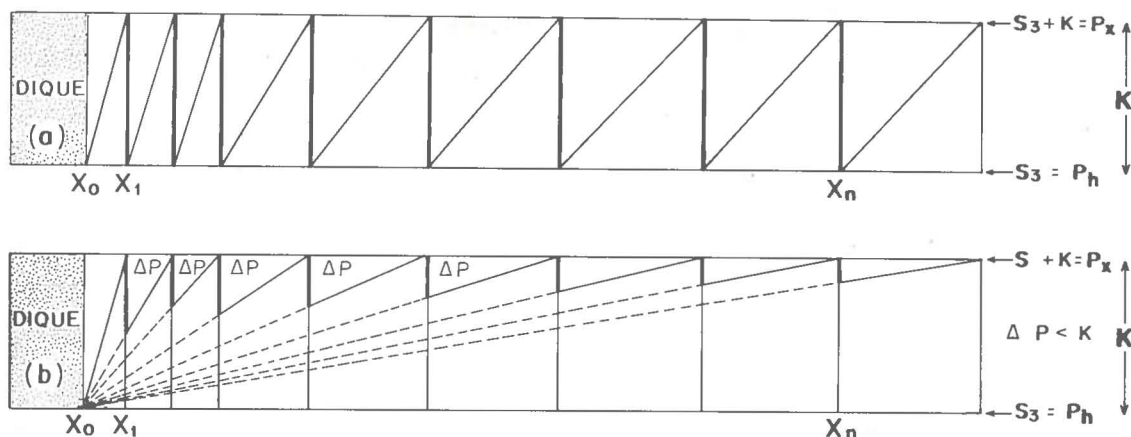


FIG. 10. Posibles casos de variación de la presión de fluido luego de formada una diaclasa en X_n . a. La presión de fractura $P_x = S_3 + K$ cae el nivel mínimo $P = S_3$ en cada X_n y desde allí se recupera a P_x en el X_{n+1} . b. La diferencia de presión ΔP entre dos diaclasas sucesivas X_n y X_{n+1} es menor que K y es decreciente en el tiempo.

sas (y su análogo la lámina) no son aislantes térmicos efectivos para altos flujos calóricos.

SINCRONISMO *versus* DIACRONISMO EN LA FORMACION DE DIACLASAS

De (25) se puede inferir que d_n y ΔT varían proporcionalmente. Sin embargo, se ha visto que para $X_n < 10-20$ cm, d_n es fuertemente variable (Fig. 3), por lo que se puede concluir que, cerca de la fuente térmica, el calor se conduce tan rápidamente que la diaclasa no actúa como una barrera térmica absoluta (dQ/dt no es constante en la ecuación 22) y ΔT es diferente dentro de cada d_n para $0 < X < 10-20$ cm y el calor traspasa el dominio de la diaclasa recién generada, "aumentando" el valor de T_∞ (i.e., la temperatura de fondo) en (24) y, por lo tanto, el valor de ΔT decrece. Se puede concluir que la diaclasa no es una barrera térmica tan efectiva como lo es para el dominio $X > 10-20$ cm. Es,

entonces, absolutamente factible que si el calor se propaga con la debida rapidez, en un determinado dominio X , se generen varias diaclasas **simultáneamente** o casi simultáneamente, pero interactuando entre sí. Esto formará una zona, adyacente al dique, fuertemente diaclasada, libre de fluido (ya que éste pudo emigrar), y con condiciones conductivas notablemente diferentes a la que existían en el momento en que los poros de la roca retenían fluidos.

Una vez que el sector adyacente al dique ha sido fracturado, el calor fluirá siguiendo la gradiente local de temperatura (Fig. 11). Por lo tanto, las diaclasas siguientes se irán formando **secuencialmente**, alejándose del dique hacia el sector no diaclasado (hacia $X = \infty$) y sólo hasta el tiempo en que el dique tenga la temperatura requerida para ceder el calor necesario. Esto significa que, a determinada distancia, no se podrán formar diaclasas por este mecanismo, **simplemente** porque no existía calor

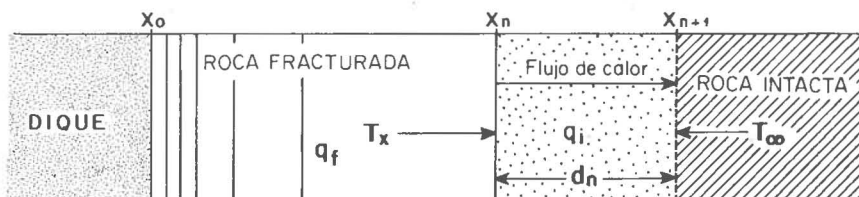


FIG. 11. La temperatura en la diaclasa recién formada en la posición X_n es T_x y la temperatura en la posición de la diaclasa por formarse, en la posición X_{n+1} es T_∞ . Por lo tanto, hay un flujo de calor proporcional a ΔT entre X_n y X_{n+1} . Las características de conducción térmica de la roca fracturada están señaladas por q_f y las de la roca intacta por q_i . La porosidad en el dominio adyacente a una fractura para $X < X_n$ queda modificada como se indica en la figura 8 y la fractura en X_{n+1} se formará en la posición en donde la emigración de fluidos es menor que el aumento de la presión de fluido de poros, requerido para generar fracturas.

suficiente para ello. Nótese (Ecuación (19)) que si $T_d \rightarrow 2T_x$, $X \rightarrow 0$ y, por lo tanto, considerando las discontinuidades de la roca, es posible que el fracturamiento (en el sentido discutido aquí) será im-

posible mucho antes que el dique se enfríe hasta una temperatura equivalente al doble de la temperatura de la roca de caja.

SINTESIS

En este estudio se han discutido tres consecuencias relacionadas con el fracturamiento hidráulico, adyacente a un dique intrusivo:

- En el margen de éste (10-20 cm) las diaclasas no presentan una separación constante.
- Más allá de 10-20 cm del borde del dique, las diaclasas presentan un diaclasamiento relativamente constante.
- Las diaclasas sólo se presentan hasta una cierta distancia del borde del dique y ésta no sobrepasa una distancia mayor que el doble del espesor del dique respectivo.

El análisis precedente ha permitido comparar observaciones de terreno con inferencias mecánicas y éstas pueden ser resumidas mediante la combinación de las ecuaciones (2), (3) y (25):

$$d_n = \Delta T/R = a + b \log [(X_n + X_{n+1})/2] \quad (26)$$

para $X > 10-20$ cm $d_n \rightarrow$ constante (Fig. 3) y:

$$10 [(\Delta T - Ra)/ab] = (X_n + X_{n+1})/2 = (X_{n+1} + X_{n+2})/2 = \dots \quad (27)$$

situación que sólo será válida si $\Delta T =$ constante. Sin embargo, en el dominio $X < 10-20$ cm d_n es **eminentemente** variable (Ecuación 25) y, por lo tanto, ΔT no puede ser constante, relacionándose ésto con una conducción de calor rápida, en las proximidades del dique.

El hecho que las diaclasas sólo se desarrollen hasta una distancia $X < 2W$, implica que el calor cedido sólo alcanzó a calentar la roca de caja hasta esa distancia, ya que el dique se va enfriando al solidificarse para todo $t > 0$.

En este estudio no se han considerado las variaciones locales del estado de esfuerzo regional, causado por la intrusión del dique, ya que se ha supuesto, tácitamente, que el emplazamiento de los diques es una respuesta de esfuerzos regionales y a presiones magmáticas, en forma análoga a lo descrito en las ecuaciones (5) y (6) de este trabajo (Pollard, 1973).

CONCLUSIONES

Ha sido posible probar que el efecto térmico sobre rocas porosas con fluidos puede reducir el esfuerzo efectivo, constituyendo un proceso geológico de importancia en la generación de estructuras rígidas. Moderadas variaciones de temperatura pueden generar grandes cambios en la presión de los fluidos, y los intrusivos parecen ser eficientes proveedores de calor.

El diaclasamiento de pelitas y psamitas adyacentes a diques de pequeño tamaño es un ejemplo de la influencia del aumento de la presión de fluidos en la formación de fracturas. Su distribución y

espaciamiento guardan estrecha relación con el tiempo de disipación de calor, desde el intrusivo hacia la roca huésped.

La formación de las diaclasas, en las proximidades de un dique, parece haber sido simultánea. Sin embargo, aquéllas ubicadas a cierta distancia de él se irían formando, secuencialmente, sólo hasta una distancia en donde el calor disipado desde el dique sea suficiente para aumentar la presión de los fluidos, hasta los niveles requeridos para generar fracturas.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha venido escribiendo en tiempos mínimamente "discretos" desde que la primera diaclasa fue observada. La evolución subconsecuente (del trabajo) sólo ha sido posible debido a una insistencia "estable y continua" de C. Mpozis, G. Yáñez, E. Pérez y J.C. Parra, del SERNAGEOMIN, a quienes se les agradecen los comen-

tarios críticos al fondo y a la forma del manuscrito. A F. Lund del Depto. de Física, de la Universidad de Chile, por las discusiones y a S. Rivano, del SERNAGEOMIN, el haberme llevado a Los Molles, a ver más diaclasas. J. Bermejo tipeó "simultánea e instantáneamente" sucesivas partes de los manuscritos.

REFERENCIAS

- BARKER, C. 1972. Aquathermal pressuring-role temperature in development of abnormal pressure zones. *Am. Assoc. Pet. Geol., Bull.*, Vol. 56, p. 2066-2071.
- DELANEY, P. T. 1982. Rapid intrusion of magma into wet rock; groundwater flow due to pore pressure increases. *JGR Journal of Geophysical Research*, Sec. B., Vol. 87, No. 9, p. 7739-7756.
- DOMENICO, P.A.; PALCIAUSKAS, V. V. 1979. Thermal expansion of fluids and fracture initiation in compacting sediments. *Geol. Soc. Am., Bull.*, Vol. 90, No. 6, p. I 518-520; II 953-II 979.
- EKERT, E. R.; DRAKE, R. M. 1959. Heat and mass transfer. McGraw-Hill Book Company, 530 p. Tokyo.
- FYFE, W.S.; PRICE, N.J.; THOMSON, A.B. 1978. Fluids in the Earth's crust. Elsevier Publ. Co., 383 p. Amsterdam.
- GRETENER, P.E. 1981. Pore pressure: fundamentals, general ramifications and implications for Structural Geology. AAPG Education Course Note Series, No. 4, 2nd. edit., 131 p.
- GRIFFITH, A. A. 1924. The theory of rupture. *In International Congr. Appl. Mech.* No. 1, Proc. (Biezeno, C. B.; Burgers, I. M.; eds.). Delft, Waltam, Delft, p. 55-63.
- HANCOCK, L. P. 1985. Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal of Structural Geology*, Vol. 3/4, p. 437-458.
- HUBBERT, M. K.; RUBEY, W. W. 1959. Mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting. Part 1. *Geol. Soc. Am., Bull.*, Vol. 70, No.2, p. 115-166.
- JAEGER, J. C. 1957. The temperature in the neighborhood of a cooling intrusive sheet. *Am. J. Sci.*, Vol. 255, No. 4, p. 306-318.
- JAEGER, J. C. 1964. Thermal effects of intrusions. *Geophys. Rev.*, Vol. 2, p. 443-446.
- JAEGER, J. C. 1968. Cooling and solidification of igneous rocks. *In Basalts* (Hess, H.; ed.) Vol. 2. John Wiley, p. 504-535. New York.
- JAEGER, J. C.; COOK, N. G. W. 1969. Fundamentals of rock mechanics. Methuen and Co. Ltd., 513 p. London.
- KEENAN, J. H.; KEYES, F. G.; HILL, P. G.; MOORE, G. 1969. Steam Tables. John Wiley, 182 p. New York.
- KNAPP, R.; KNIGHT, J. E. 1977. Differential thermal expansion of pore fluids; fracture propagation and microearthquake production in hot pluton environments. *J. Geophys. Res.*, Vol. 82, p. 2515-2522.
- LAWN, B. R.; WILSHAW, T. R. 1975. Fracture of brittle solids. Cambridge University Press, 204 p. Cambridge.
- MAGARA, K. 1974. Aquathermal fluid migration. *Am. Assoc. Pet. Geol., Bull.*, Vol. 58, No. 12, p. 2513-2516.
- NORMAN, J. W.; PRICE, N. J.; PETERS, E. R. 1977. Photogeological fracture trace study of controls of kimberlite intrusion in Lesotho basalts. *Inst. Min. Metall., Trans., Sec. B*, Vol. 86, p. 78-90.
- NORRIS, R. J. HENLEY, R. W. 1976. Dewatering of a metamorphic pile. *Geology (Boulder)*, Vol. 4, No. 6, p. 333-336.
- NORTON, D.; KNIGHT, J. 1977. Transport phenomena in hydrothermal system; cooling plutons. *Am. J. Sci.*, Vol. 277, No. 8, p. 937-981.
- POLLARD, D. D. 1973. Derivation and evaluation of a mechanical model for sheet intrusions. *Tectonophysics*, Vol. 19, No. 3, p. 233-269.
- PRICE, N. J. 1966. Fault and joint development in brittle and semi-brittle rock. Pergamon Press, 176 p. London.
- SECOR, D. T. 1965. Role of fluid pressure in jointing. *Am. J. Sci.*, Vol. 283, No. 8, p. 633-646.
- SECOR, D. T. 1969. Mechanics of natural extension fracturing at depth in the Earth's crust. *In Research in tectonics*. Can. Geol. Surv., Prof. Pap., 68-52, p. 3-47.
- SECOR, D. T.; POLLARD, D. D. 1975. On the stability of open hydraulic fractures in the Earth's crust. *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 2, No. 11, p. 510-513.
- SKARMETA, J. 1983. The structural geology of Sierra de Moreno. Ph.D. Thesis, University of London (Unpubl.), 299 p. London.
- SKARMETA, J.; PRICE, N. J. 1984. Deformation of country rock by an intrusion in the Sierra de Moreno, northern Chilean Andes. *Journal of the Geological Society of London*, Vol. 141, No. 5, p. 901-908.
- SMITH, J. E. 1970. The dynamics of shale compaction and evolution of pore-fluid pressures. *Int. Assoc. Math. Geol., J.*, Vol. 3, p. 239-263.
- SOLBERG, P.; LOCKNER, D.; BYERLEE, J. D. 1980. Hydraulic fracturing in granite under geothermal conditions. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. Geomech. Abstr.*, Vol. 17, No. 1, p. 25-32.