12

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

DIFUSIÓN RECTIFICADA EN EL VOLCÁN POPOCATÉPETL DEBIDO AL SISMO DE M_W=7.0 DEL 15 DE JUNIO DE 1999

Tesis que para obtener el grado de: Ingeniero Geofísico

Presenta:
Nahum Pérez Campos

Asesor de Tesis:
Dr. Carlos Valdés González

Ciudad Universitaria — Agosto 2001

AGRADECIMIENTOS

A mis padres Nahúm y Yolanda por la vida que me dieron y por el gusto que por ella me inculcaron, su apoyo incondicional en cualquier momento y su amor. A mis hermanos, Xyoli y Quetzalcóatl , por su apoyo y enseñanzas de todo tipo que me han dejado, tanto de geofísica como de la vida misma. A mi abuelo Salvador que nunca deja de demostrarnos que la juventud se lleva en el corazón.

A Vicente, por su amistad incondicional, a Raúl y a Cesar por aguantarme durante la elaboración de la tesis y por sus consejos. A todos mis compañeros y amigos de geofísica porque siempre aprendí algo de cada uno de ellos. Principalmente Carmen, Iris, Humberto, Luis Federico, Aída, Rubí y Vanesa. A Olivia, por su hermosa amistad. A todos mis amigos de la Facultad, Edgar, Ferbus, Fernando Tejeda, Jairo, Kike, Alex, José Humberto, Homero, Alma, Gian, Victor, Rafa, a Griselda y Roberto. A Marely M , por su apoyo, amistad y visión de la vida.

A Penélope, por acompañarme y apoyarme durante la carrera A todos mis amigos y compañeros de SAFIR, a Luis, Yoatzin, Mumu, Paco, Sam, Miguel y todos los miembros de Sidereus Nuncius A todos los que participaron con la SAGFI.

Al ing Carlos Castillo Tejero, por todo el apoyo que me brindó. A los drs. Carlos Valdés, Raúl Valenzuela, y Sergio Chávez, por su dedicación y enseñanzas

A la UNAM y a México que tanto les debo A la vida, por permitirme disfrutarla cada día mas

AGRADECIMIENTOS

A mis padres Nahúm y Yolanda por la vida que me dieron y por el gusto que por ella me inculcaron, su apoyo incondicional en cualquier momento y su amor. A mis hermanos, Xyoli y Quetzalcóatl , por su apoyo y enseñanzas de todo tipo que me han dejado, tanto de geofísica como de la vida misma. A mi abuelo Salvador que nunca deja de demostrarnos que la juventud se lleva en el corazón.

A Vicente, por su amistad incondicional, a Raúl y a Cesar por aguantarme durante la elaboración de la tesis y por sus consejos. A todos mis compañeros y amigos de geofísica porque siempre aprendí algo de cada uno de ellos. Principalmente Carmen, Iris, Humberto, Luis Federico, Aída, Rubí y Vanesa A Olivia, por su hermosa amistad A todos mis amigos de la Facultad, Edgar, Ferbus, Fernando Tejeda, Jairo, Kike, Alex, José Humberto, Homero, Alma, Gian, Victor, Rafa, a Griselda y Roberto. A Marely M., por su apoyo, amistad y visión de la vida.

A Penélope, por acompañarme y apoyarme durante la carrera A todos mis amigos y compañeros de SAFIR, a Luis, Yoatzin, Mumu, Paco, Sam, Miguel y todos los miembros de Sidereus Nuncius A todos los que participaron con la SAGFI

Al ing. Carlos Castillo Tejero, por todo el apoyo que me brindo A los drs. Carlos Valdés. Raúl Valenzuela, y Sergio Chávez, por su dedicación y enseñanzas.

A la UNAM y a México que tanto les debo A la vida, por permitirme disfrutarla cada día más

¿Acaso en verdad se vive en la tierra?

No para siempre en la tierra,

solamente un poco aquí.

Aunque sea jade, se rompe.

Aunque sea oro, se hiende.

y el plumaje de quetzal se quiebra.

No para siempre en la tierra,

solamente un poco aquí.

Nezahualcóyotl

ÍNDICE

Lista de Variables

- N_s Número de sismos VT.
- $\bar{q}$ Velocidad del líquido.
- $\bar{q}_r$ Velocidad radial del líquido.
- a Constante característica de la combinación líquido-gas.
- c Concentración del gas disuelto en el líquido
- c_∞ Concentración de gas uniforme inicial y en el infinito.
- c_0 Concentración en el estado de saturación.
- c_s Concentración del gas en la frontera de la burbuja.
- c_{sn} Valor de c_s para cada ciclo de la oscilación.
- D Coeficiente de difusión.
- G Módulo de corte de la roca que predomina en el sistema volcánico.
- h Coordenadas de posición Lagrangiana
- k Permeabilidad del sistema magmático.
- k_H Constante de Henry en la Ley de Henry (de concentración).
- L Longitud característica del cuerpo magmático.
- n Número de moles.
- N Número de burbujas en el sistema.
- $P(t)$ Presión en cualquier tiempo t.
- P_0 Presión hidrostática del líquido.
- p_g Presión del gas dentro de la burbuja.
- p_m Presión de equilibrio del gas dentro de una burbuja oscilante.
- r Distancia desde el centro de la burbuja.
- $R(t)$ Radio de la burbuja en el tiempo t
- R_0 Radio de equilibrio, correspondiente a P_0.
- R_i Radio inicial de la burbuja. justo cuando comienza a oscilar el medio
- S Superficie de la burbuja
- t Tiempo de oscilación.
- T_b Periodo de una burbuja
- U Ecuación potencial de la concentración
- U_r Desplazamiento radial del medio cuando pasa la onda sísmica.
- V Volumen de una burbuja.
- v Volumen molar (V/n)
- V_M Volumen del magma
- V_S Volumen del sistema completo
- γ Factor de la función de probabilidad exponencial
- α Compresibilidad isotérmica
- δ Amplitud de la onda de deformación
- ε Amplitud de presión relativa
- ϕ Porosidad del magma
- ϕ_c Porosidad de umbral
- η Viscosidad del magma

ρ_g Densidad del gas dentro de la burbuja.
σ_l Tensión superficial.
τ Nueva variable de tiempo.
τ_2 Tiempo en que la burbuja duplica su tamaño.
ω Frecuencia del campo oscilatorio.

Capítulo I. Resumen

Durante los días 16 y 17 de junio de 1999 se presentó un enjambre sísmico (35 eventos volcanotectónicos) en el volcán Popocatépetl, justo 23 horas después del sismo de Huajuapan de León – Tehuacán, de M_W = 7.0. En general, la actividad volcánica de ese día consistió en: un aumento considerable de la sismicidad, la mayoría de los sismos volcanotectónicos que se presentaron fueron de magnitud entre 2.5 y 3 y únicamente dos mayores a 3, se localizaron entre los 4 y 7 km de profundidad desde la cima. Hubo una pequeña exhalación con ligera emanación de ceniza con dirección del oeste. También los niveles dióxido de azufre (SO_2) aumentaron (CENAPRED, 1999) con respecto a los niveles del mes anterior.

Este trabajo pretende demostrar que el enjambre sísmico en el volcán fue inducido por el sismo regional

Durante el último periodo de actividad del volcán, en promedio se ha registrado un solo evento volcanotectónico (VT); en menor cantidad, se presentan dos eventos por día; y así, va disminuyendo el número de días en que se presenta una cantidad cada vez mayor de sismos VT. Sin embargo, para el día 16 de junio hay una ocurrencia de 35 sismos VT.

La probabilidad de que ocurran 30 o más sismos vulcanotectonicos se calcula en $\approx$ $1\times10^{[illegible]}$ Esto indica que el enjambre tuvo que ser provocado por algún factor externo Se empleó la teoría de la ***Difusión Rectificada*** para demostrar que dicho

enjambre fue inducido por el sismo regional del 15 de junio de M_W = 7.0 generado 23 horas antes.

Se analizaron estadísticamente algunos parámetros sísmicos como son la *frecuencia de esquina*, el *radio de ruptura*, *nivel plano de frecuencias bajas*, la *caída de esfuerzo estático* y el *momento* M_0 de cada uno de los sismos VT del enjambre.

Cuando pasa una onda compresional a través de un sistema cerrado, éste puede aumentar su presión debido a que la onda puede bombear materiales volátiles dentro de una burbuja aumentando la presión. A este fenómeno se le llama ***difusión rectificada***. Para explicar este proceso se analiza una burbuja dentro del cuerpo magmático, la cual debe estar libre de partículas de polvo y sobresaturada de gases volátiles. Cuando una onda sísmica pasa por el cuerpo magmático, éste se comprime y la burbuja se expande disminuyendo la concentración de volátiles dentro de ésta, provocando la difusión de volátiles desde el magma hacia el interior de la burbuja. Al cambiar de fase la onda, el magma se expande; comprimiendo, así, a la burbuja y por consiguiente aumentando la concentración de volátiles en el interior y provocando una difusión hacia el exterior de la burbuja (*difusión ordinaria*).

Debido a las vibraciones, compiten la difusión rectificada y la ordinaria Cuando la difusión supera un umbral que depende de la concentracion de volátiles en el interior de la burbuja la difusión rectificada se vuelve mayor que la ordinaria.

aumentando la presión dentro de la burbuja y por lo tanto de todo el sistema magmático.

Si el volcán se encuentra a punto de hacer erupción, o en un estado en el que con un ligero cambio de presión dentro de éste pueda generarse una erupción, es posible que el proceso completo de la difusión rectificada haya aumentado el estado de esfuerzos dentro del volcán al punto de provocar la exhalación de gases, vapor de agua y cenizas.

De lo anterior existe evidencia suficiente como para afirmar que este proceso es posible, y con el análisis de los datos de este caso, se comprueba que el sismo del 15 de junio de 1999 provocó i) un enjambre sísmico en el volcán Popocatépetl, y ii) un aumento notable en la actividad volcánica, como emanación de CO_2, vapor de agua, cenizas, etc.

De haber sido más fuerte el sismo, no se hubiera producido una erupción de grandes magnitudes, pues el volcán no estaba en condiciones de que sucediera El aumento de actividad sísmica y volcánica inducida por un sismo regional, únicamente funciona cuando el sismo VT o la erupción están a punto de suceder y el sismo regional sólo actúa como disparador

Capítulo II. Introducción

Historia

México es un país con un gran número de volcanes, de los cuales 14 se encuentran activos (De La Cruz R., S et. al, 1995) Muchos de ellos se ubican a distancias muy cortas de centros de población muy importantes en cuanto a número de habitantes.

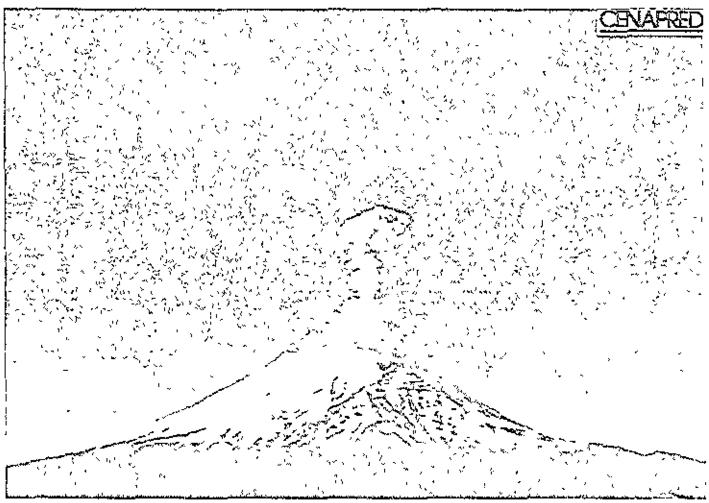

Figura 2.1. Fotografía del volcán Popocatépetl

El volcán Popocatépetl (Figura 2.1), con 5452 m de altitud es el segundo más alto de México después del Pico de Orizaba (Citlaltépetl), y se ubica entre los estados de Puebla, Morelos y el Estado de México (Figura 2.2) Este volcán es el más importante en cuanto al peligro que representa, pues se localiza a menos de 50 km de las Ciudades de México y de Puebla, pudiendo afectar con su erupción a más de 20 millones de personas.

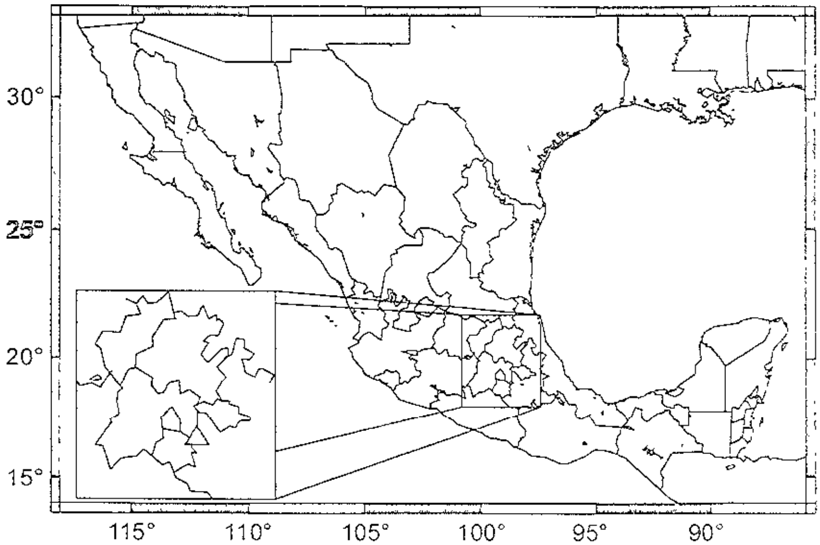

Figura 2.2. Localización del volcán Popocatépetl.

El Popocatépetl (del náhuatl, *Montaña que humea*) adquirió ese nombre desde la época de las poblaciones que habitaban los alrededores del lago de Texcoco, las cuales observaron que su actividad más importante era fumarólica.

El dato más antiguo que se tiene de la actividad del Popocatépetl (Figura 2 3) proviene desde 1354 (De La Cruz R , S et al, 1995) En 1363 comienza nuevamente la actividad fumarolica (De La Cruz R , S et al, 1995) Así, se presenta tambien actividad fumarólica en los años 1509, 1512 y 1519 (que quizás era la misma actividad desde 1509), pero ésta no era continua, probablemente por la formación del domo que no permitía la salida de material. Esta actividad continuó en los años de 1530, 1539 y 1540. 1548, 1562 – 1571 (en los que se presentó una gran actividad tectónica y volcánica), 1592, 1642, 1663 – 1665, 1697, 1720, 1804, 1834, 1836, 1842, 1851, 1856, 1870, 1920 – 1921, 1925, y finalmente de 1994 a la fecha (De La Cruz R., S et. al, 1995)

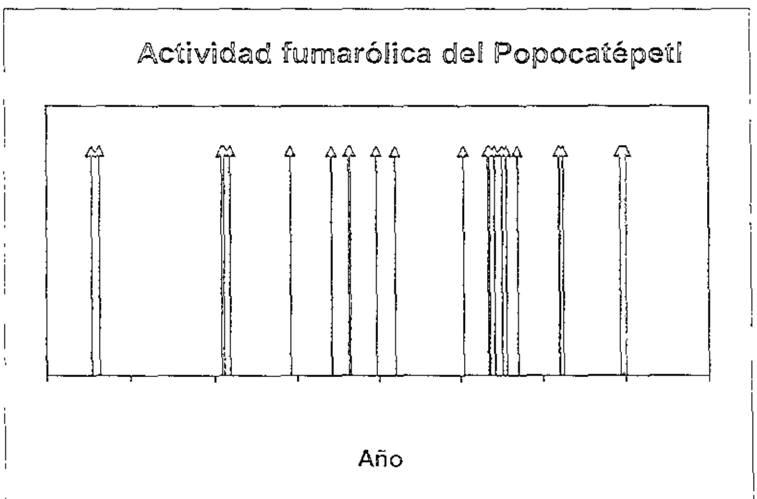

Figura 2.3 Historia de la actividad del volcán Popocatépetl Las flechas indican las fechas en que el volcán ha tenido actividad fumarólica

La etapa de actividad más reciente del volcán comenzó el 21 de diciembre de 1994 con una serie de microsismos acompañados de emanación de gases y vapor de agua que se han presentado regularmente hasta la fecha (Figura 2.4) (De La Cruz R S et al 1995)

En la Figura 2 4 se presenta la historia sísmica del volcán desde el 21 de diciembre de 1994 hasta el 26 de diciembre de 1999. Se incluyen únicamente sismos volcanotectónicos[1] (VT). En total se han presentado, hasta el 26 de diciembre de 1999, 930 sismos VT. Como se puede observar en dicha figura los días en que mayor actividad se registra, se han presentado 8 ó 9 eventos VT por día. Sin embargo, el día 16 de junio de 1999, justo un día después de que ocurriera el sismo regional de M_W = 7 0 de Huajuapan de León – Tehuacán, se observa que hay un evento anómalo. Esta anomalía se considera como un enjambre sísmico que consistió de 30 sismos el 16 de junio y de cinco el día siguiente

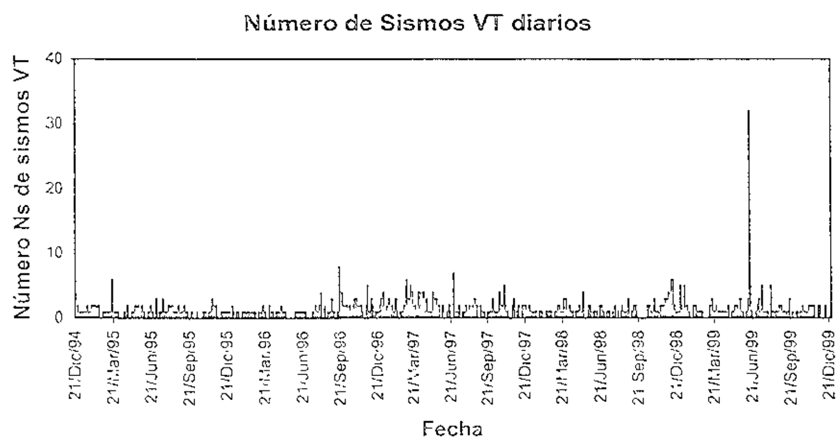

Figura 2.4. Eventos volcanotectonicos en el volcán Popocatépetl desde el 21 de diciembre de 1994

[1] [illegible] en un volcán

En la Figura 2.5 se graficó el número de días en que se presentan N_s número de sismos VT. Esta gráfica muestra que en 424 días se ha presentado un sólo sismo VT; en 115 días se han presentado dos sismos VT; en 38 días, tres eventos, en 12 días cuatro sismos, en ocho días cinco, en tres días seis, y así sucesivamente. La gráfica nos indica que no se presentaron 10 o más sismos por día, sino hasta 32, que sólo se registra un evento de esta naturaleza. Es importante remarcar que éste sucede el 16 de junio de 1999.

Se ajustó una curva de frecuencia que coincidiera con estos datos. Si se hace que el área bajo esta curva sea igual a uno, dicha línea correspondería a la función de densidad de probabilidad (FDP) de que en un día se presenten Ns sismos VT. La función que mejor se ajustó a esta curva es

$$p(x,\mu)=\frac{e^{-\mu}\mu^{x}}{x!}, \qquad (2.1)$$

donde μ es el promedio es constante e igual a 0.8. Esta curva corresponde a una FDP de Poisson y es la que mejor se ajusta al histograma del número de sismos por día. Este análisis muestra que la actividad sísmica del volcán presenta una distribución probabilística bien definida. La probabilidad que se presenten 30 sismos ó más en un día, $P(x \geq 30)$, es

$$P(x \geq 30)=\int_{30}^{\infty} p(x,\mu)dx, \qquad (2.2)$$

cuyo resultado es prácticamente. Este resultado indica que este evento sísmico es anomalo pues, siguiendo con el comportamiento sísmico anterior, la probabilidad de que se presentara un evento con 35 sismos VT en un lapso de 13 hs es nula

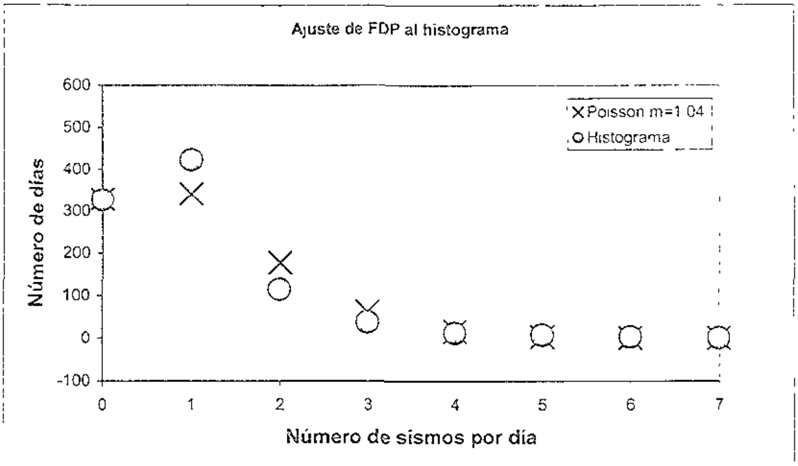

Figura 2.5. Histograma de número días en que se han presentado *n* sismos.

Aunque no se ajusta perfectamente a esta distribución de probabilidad, se puede observar que para los eventos mayores a cuatro sismos por día sí se ajusta perfectamente y lo que importa son los eventos mayores a 30 sismos por día.

Es importante recordar que ese mismo día, el 16 de junio de 1999, el volcán tuvo exhalación de gases y vapor de agua, también el nivel de SO_2 aumentó con respecto al de los últimos 80 días (Figura 2.6); esto con el objetivo de demostrar que toda esta actividad está relacionada con el sismo de Tehuacán del día anterior

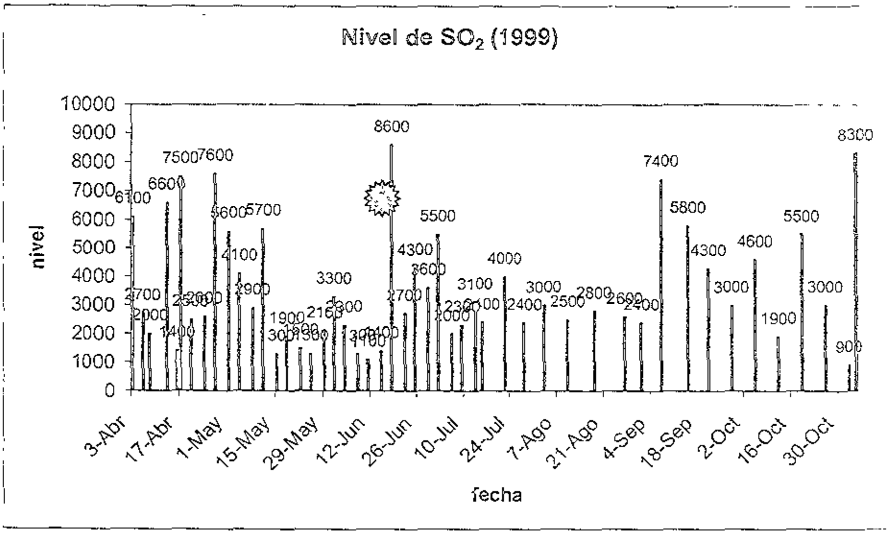

Figura 2.6. Nivel de SO2 antes y después del sismo de Tehuacan.

Sismicidad Inducida

La sismicidad inducida es un concepto relativamente nuevo que consiste, básicamente, en que uno o varios sismos son provocados por un cambio de esfuerzo en la zona de ruptura, y a su vez, dicho cambio de esfuerzo, en el caso específico de este trabajo, pudo haber sido generado por un sismo regional de gran magnitud (Hill, et al 1993).

Hill et al (1993) proponen dos mecanismos que inducen sismicidad remotamente. Uno en el que interviene el cambio de esfuerzo estático en la corteza debido a la ruptura a lo largo de la superficie de la falla, y el otro, en el que interviene el esfuerzo dinámico asociado con la propagación de las ondas sísmicas generadas por la ruptura abrupta de la falla. Ambos casos involucran desplazamientos en fallas orientadas favorablemente inducidos por el incremento del campo de esfuerzos en el área, suficiente como para sobrepasar la fuerza de fricción o provocar una reducción suficiente de dicha fuerza

En principio, ya sea una onda S o una *Love* polarizadas en el plano de máximo esfuerzo, podrían inducir desplazamientos en fallas que se encuentren orientadas favorablemente y que estén muy próximas al umbral de fallamiento. Con otros sismos, como el de Landers, Ca , 1992, existe evidencia[2] de que la actividad sísmica inducida puede durar desde una hora hasta una semana. Se demostrará que la sismicidad en el volcán Popocatépetl (Figura 2.8), se incrementó considerablemente debido al sismo de Tehuacán, Pue. del día anterior al enjambre sísmico

Se han registrado y estudiado casos[3] en los que un sismo regional ha inducido sismicidad a distancias hasta de 1200 km Por ejemplo, el terremoto de Landers, California, el 28 de junio de 1992 de $M_W=7.3$, disparó sustancialmente la sismicidad en los Estados Unidos de America en una región que abarcaba 1200 km de radio desde la falla original.

En la Figura 2.7 se puede observar que el número acumulado de sismos VT aumenta considerablemente un día después del sismo de Tehuacán, principalmente debido al enjambre sísmico del 16 de junio Un fenómeno que se

[2] Hill et al, 1995

[3] idem

presenta con la sísmicidad inducida es el aumento en el número de sismos posteriores en la zona de inducción.

En la Figura 2.8, un mes antes del sismo de Tehuacán, la pendiente de la Medida de la Amplitud Sísmica en Tiempo Real (RSAM[4]) es de 0 03084 cuentas/día, mientras que después del sismo regional la pendiente es de 0.03852 cuentas/día. Lo anterior se interpretado como un incremento en la sismicidad en el volcán después del 15 de junio de 1999, no sólo por el enjambre sísmico, sino porque la presión dentro del sistema volcánico aumentó generando mayor número de sismos a partir de esa fecha.

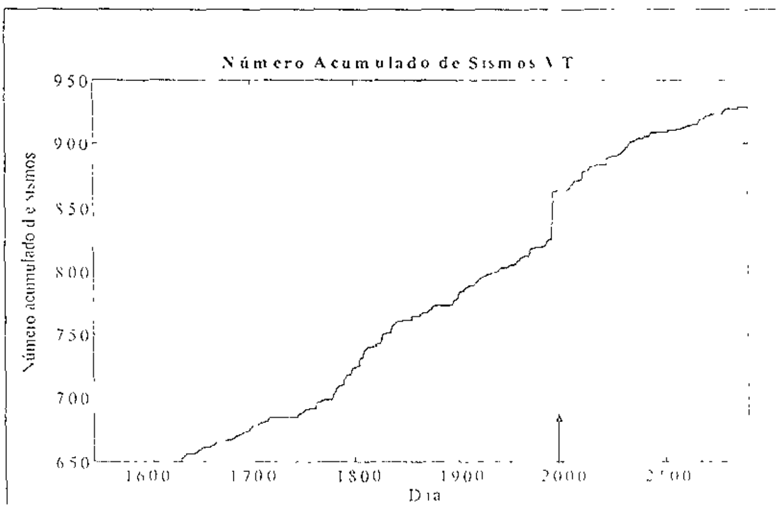

Figura 2.7. Número acumulado de sismos VT desde el 21 de diciembre de 1994. La gráfica únicamente muestra los últimos 500 días. La flecha indica el sismo regional, en el día 1991 (15 de junio de 1999).

[4] El RSAM provee el promedio consecutivo de la energía sísmica de 1 o 10 minutos de la amplitud sísmica absoluta o energía para cada estación sísmica (Endo [illegible] 1991)

Existe evidencia[5] de que varios volcanes han hecho erupción o reiniciado su actividad volcánica después de terremotos tectónicos de gran magnitud, mayores a M_S=8.0. En la Tabla 2.1 se listan los volcanes que han mostrado cierta relación entre algún sismo regional de magnitud M_S mayor a 8, el año en que hicieron erupción relacionada con un sismo regional, distancia hepicentral del volcán, tiempo que tardó en hacer erupción a partir de que se presentó el sismo, índice de explosividad y la magnitud del sismo regional.

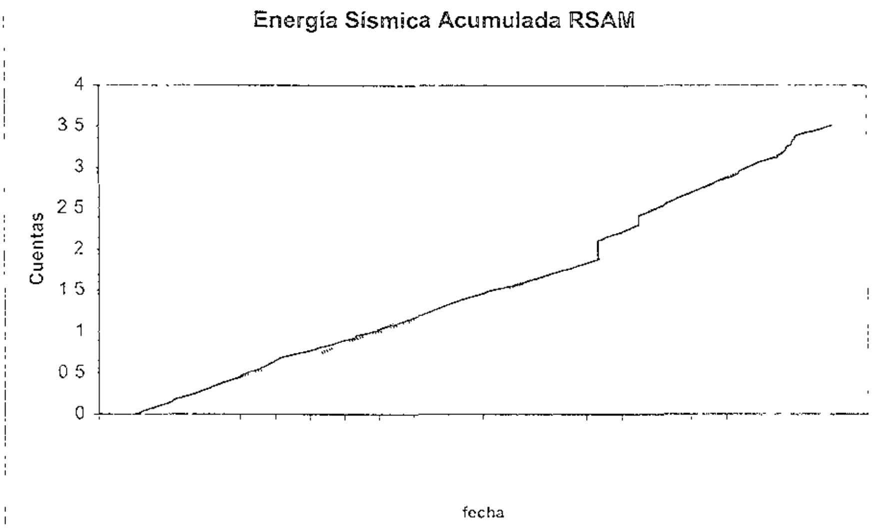

Figura 2.8. Energía sísmica acumulada antes y después del sismo de Tehuacan

[5] Brodsky, et al. 1998

Tabla 2.1. Eventos en los que se han registrado erupciones de volcanes justo después de terremotos tectónicos de gran magnitud. Las magnitudes de terremotos son M_S, excepto en algunos casos, cuando los terremotos ocurrieron antes de que se pudieran registrar con instrumentos, son estimados de las intensidades. Las distancias son del epicentro al volcán. El *tiempo después* es el tiempo transcurrido entre que ocurre el sismo e inicia la erupción. Brodsky et al (1998).

Volcán	Año	Distancia (km)	Tiempo Después (Días)	Indice de Explosividad Volcánica	Magnitud del Sismo Regional
Robinson Crusoe	1835	635	0	1	8 5
Minchinmavida	1835	664	0	2	8 5
Cerro Yanteles	1835	733	0	2	8 5
Peteroa	1835	283	?	2	8 5
Liamuiga	1843	116	0	?	8 2
Sin nombrar (15 97°N, 61 43° W)	1843	101	9	?	8 2
Llullaillaco	1877	510	?	2	8 5
Ambrym	1950	237	2	4	8 1
Grupo Karpinsky	1952	404	1	1	8 3
Caldera Tao-Rusy	1952	501	8	3	8 3
Puyahe	1960	226	2	3	9 5 M_W

Planteamiento de la hipótesis

Para plantear la hipótesis de este trabajo es necesario tener en cuenta tres cosas. (*i*) La probabilidad de que, aleatoriamente, haya ocurrido un enjambre con 35 sismos en menos de un día es prácticamente nula; por lo tanto, alguna fuente externa provocó dicho enjambre, (*ii*) El día anterior al enjambre sísmico ocurrió un terremoto de magnitud M_W~7.0 a una distancia de 150 km. (*iii*) Existen indicios de que la sismicidad y actividad volcánica puede ser inducida por un terremoto regional.

Dados los puntos anteriores, el tema central de este trabajo se enfoca en demostrar que el enjambre sísmico y el incremento de la actividad volcanica del día 16 de junio de 1999 en el volcán Popocatépetl, fueron inducidos por el sismo regional de Huajuapan de León – Tehuacán de M_W=7.0 del día anterior.

Objetivos y metodología

Se analizaron estadísticamente algunos parámetros sísmicos como son la *frecuencia de esquina*, el *radio de ruptura*, *nivel plano de frecuencias bajas*, la *caída de esfuerzo estático* y el *momento* M_0 de cada uno de los sismos VT del enjambre y se determinaron los patrones de ocurrencia de estos sismos. Se analizó la teoría de la difusión rectificada para agua y para magmas. Se analizaron los parámetros que proponen Brodsky et. al. (19998) para determinar si éstos habían sido la causa del disparo del enjambre sísmico y de la exhalación de gases.

Capítulo III. Eventos Vulcanotectónicos y Parámetros de Fuente

III.1 Eventos Vulcanotectónicos

III.1.1 Definición

Los sismos asociados a volcanes cuentan con características muy específicas, pues se generan en ambientes y por causas distintas, como gases que ascienden hacia el exterior del volcán, variaciones del flujo magmático, etc. Estos sismos se pueden clasificar de varias formas, pero no es fácil, pues existen algunos tipos de sismos que únicamente se presentan en un volcán o algunos cuantos

Los sismos que se estudian en este trabajo son los llamados sismos o terremotos volcanotectónicos (VT) Éstos son terremotos originados por la ruptura de la roca del edificio volcánico y se puede modelar por medio de un doble par de fuerzas equivalente, dado que se producen por acumulación de esfuerzos y fractura del medio siguiendo el mismo mecanismo que un sismo tectónico. En los registros se pueden distinguir las fases P y S y tienen mayor contenido de altas frecuencias que los demás tipos de sismos de origen volcánico

III.1.2 Localización de los eventos

III.1.2.1 Red de monitoreo

Desde algunos años antes de que el volcán Popocatépetl comenzara su actividad fumarólica en diciembre de 1994, algunos grupos de investigadores de varios institutos planteaban la necesidad de colocar instrumentos para su observación y estudio Entre el Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED), el Instituto de Ingeniería y el de Geofísica de la UNAM y con la colaboración del United States Geological Survey (U S G S.) se implementó un sistema de observación multidisciplinario con el fin de mantener vigilado al Popocatépetl tomando en cuenta todo tipo de actividad volcánica, ya sea sismológica, geoquímica, geodésica, etc

Una de las partes más importantes y, por lo tanto, a la que se le ha dedicado mayor tiempo en mantenimiento y observacion, es la sísmica Ésta consiste en una medición local o remota de la actividad microsísmica que permite localizar la fuente o hipocentro e inferir la estructura del interior del volcán, así como los cambios de su estructura.

Existe una gran variedad de sismógrafos que dependen de la tecnología empleada en su fabricación, medios de registro, y su respuesta de los sensores Generalmente se utilizan sismómetros y geofonos de periodo corto verticales o en arreglos triaxiales, pero tambien otros con respuesta en frecuencia a señales de

6. Todas la estaciones de la red de monitoreo sismológico del Popocatépetl son telemétricas, es decir, transmiten la información en forma de ondas de radio a una central donde se registra ésta en forma continua y referida a un mismo tiempo.

En el Apéndice se presentan las características y especificaciones de los instrumentos y equipos de registro y telemetría, así como los parámetros de operación de todas las estaciones de monitoreo del volcán En la Figura 3.1 se ubican las estaciones sismológicas, y las repetidoras.

III.1.2.2 Modelo Estratigráfico

Las localizaciones de los eventos VT se obtuvieron mediante el uso del programa de localización HYPOCENTER Este programa permite obtener la corrección por elevación tomando la estación más alta y empalmando las más bajas en la capa de velocidad de la estación más alta. HYPOCENTER usa el centrado y escalamiento para mejorar la matriz condicionante

Este programa funciona con un modelo de una capa plana de velocidad constante. Usualmente, los volcanes están formados por capas cónicas alrededor del cráter, formadas por ceniza y lava intercaladamente, que se puede considerar como una capa homogénea de una sola velocidad, como es el caso del Popocatépetl. Estos estratos paralelos cónicamente permiten que los rayos sísmicos se propaguen casi perpendicularmente a ellos hasta llegar a los sismógrafos El error de tiempo de viaje introducido por haber considerado capas planas, es pequeño, por lo que no se considera en los datos.

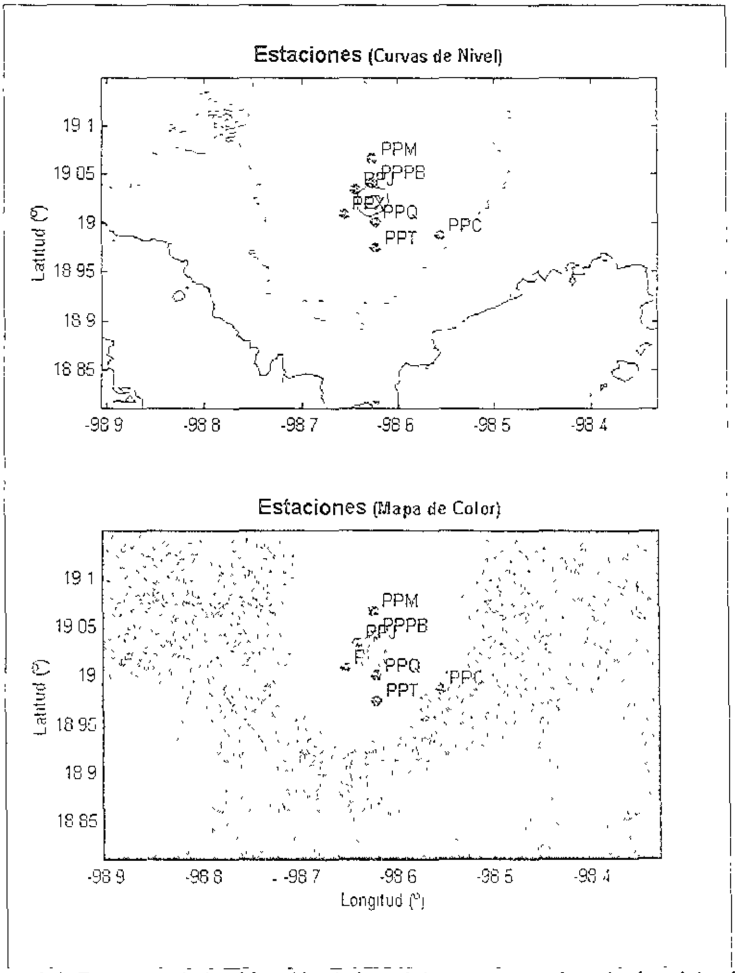

Figura 3.1. Esquema de la ubicación de la red de monitoreo sismológico del volcan Popocatépetl. (Tabla 3.1)

El modelo de velocidad de la estructura del volcan se muestra en la Tabla 3.2. Este modelo consiste de una capa de baja velocidad que representa sedimentos volcanicos intercalados con flujos de ceniza compactados. Una segunda capa representa rocas menos fracturadas La tercera capa corresponde a la limolita que forma la capa basal debajo de la ciudad de México, y finalmente, la cuarta capa corresponde al basamento. Este modelo fue probado cambiando sistemáticamente la profundidad y el espesor de las capas y observando los errores en las localizaciones de los hipocentros y en el residual del tiempo de origen Por ejemplo, si la segunda capa comenzara a 3.5 km en vez de 5.5 km, los hipocentros serían 0.5 km más someros que aquellos obtenidos mediante el uso del modelo final.

Tabla 3.2. Modelo de velocidades de las capas del Popocatépetl

Velocidad de ondas P km/s	Profundidad del borde superior km
3 5	0 0
4 5	5 5
5.0	6 0
6 0	12 0

Se usaron los tiempos de arribo de las ondas P y S registradas en la red sismológica del Popocatépetl para determinar una velocidad de estructura mediante el uso de un algoritmo de inversión. El mejor modelo obtenido fue el propuesto inicialmente. Los tiempos de arribo de las ondas P y S se leyeron con una precisión de 0 02 y 0.05 segundos, respectivamente

III.1.2.3 Ocurrencia

El 16 de junio de 1999 a las 15 05 hs.[1] en el volcán Popocatépetl se presentó un enjambre sísmico que consistió de 35 sismos VT (Figura 3 2 Figura 3 3) Estos 35

[illegible]

sismos ocurrieron en un lapso de 16:33 hs , abarcando así. dos días, el 16 y 17 de junio. Los últimos 5 eventos son los que ocurrieron el 17 de junio[2]

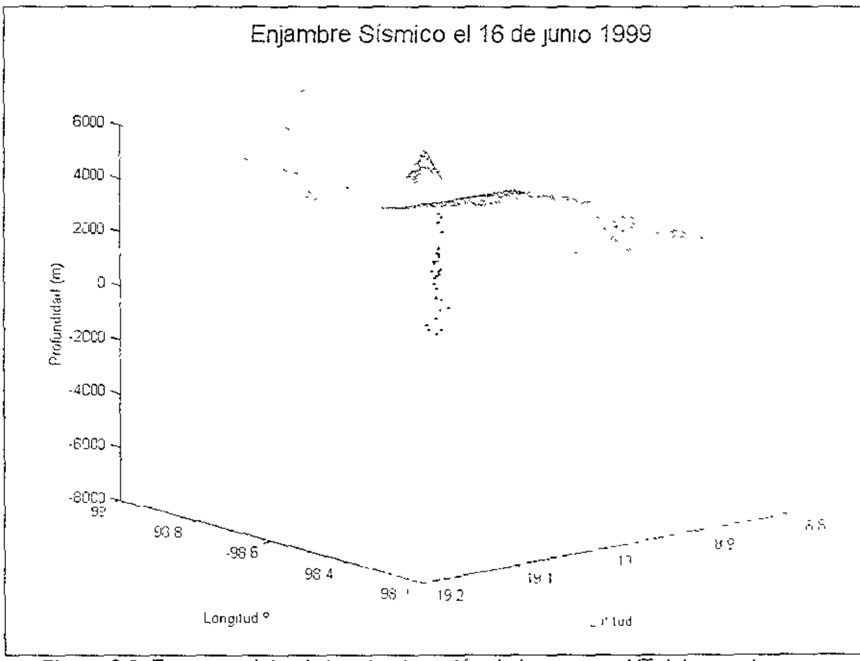

Figura 3 2. Esquema del volcán y la ubicación de los sismos VT del enjambre sísmico.

Los tiempos que se manejarán en esta sección del trabajo serán referidos al tiempo en que se generó el sismo regional de Huajuapan de León – Tehuacán del 15 de junio Con base en este criterio, el primer sismo VT ocurrió a las 23 18 hs y el último a las 39 20 hs después del sismo regional

[2] No se cuenta con los datos completos para todos los sismos [illegible]

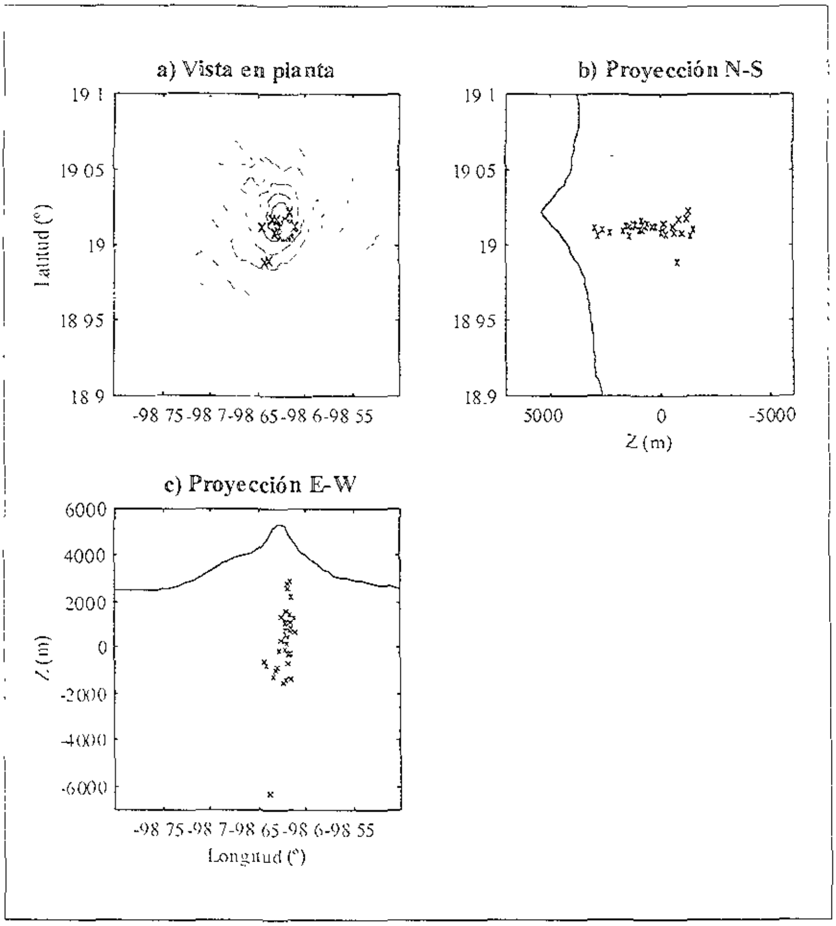

Figura 3.3. Localización de los sismos VT. a) Vista en planta; b) corte N-S, el Norte queda hacia arriba; c) Corte E-W, el Este queda hacia la derecha.

En la Tabla 3.3 se listan los tiempos en que ocurrieron los sismos VT, su localización y su magnitud. En la Figura 3.2 se muestra la ubicación de dichos sismos. La Figura 3.3a es la proyección en planta donde las equis (x's) representan el epicentro de cada sismo VT, en la Figura 3.3b se grafica la máxima altitud en la dirección N-S y, en la Figura 3.3c, la máxima altitud en la dirección E-W. En ambas figuras las x's representan los hipocentros de cada sismo VT

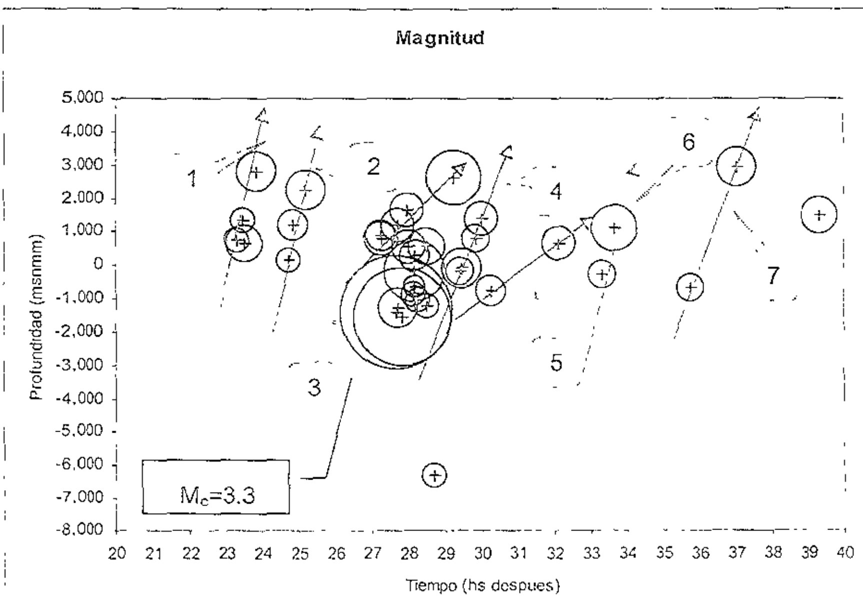

Figura 3.4. Profundidad y Magnitud de los sismos VT.

En la Figura 3.4 se grafica los 35 eventos con sus respectivas Magnitudes (representadas por el tamaño del círculo), tiempo de ocurrencia y profundidades. La cruz en el centro de cada sismo se localiza en la hora de ocurrencia del sismo y la profundidad del mismo .

El tiempo de ocurrencia está referido al tiempo en que se generó el sismo regional de Tehuacán, 15.47 hs del día anterior

Tabla 3.3 Lista de sismos volcanotectónicos del 16 y 17 de junio de 1999 en el Popocatépetl
La profundidad está dada con respecto al nivel medio del mar.

Fecha – Hora	Tiempo	Latitud	Longitud	Profund. (m)	Magnitud M_c
16-6-99 15 05	23.300	19 013	98 610	740	1 9
16-6-99 15 15	23.467	19 006	98 625	1,360	1 8
16-6-99 15·17	23.500	19.012	98 619	650	2 2
16-6-99 15:36	23.817	19.006	98 618	2,800	2 3
16-6-99 16:30	24 717	19 012	98 619	170	1 9
16-6-99 16:36	24 817	19.012	98 615	1,200	2 0
16-6-99 16:57	25 167	19 008	98 614	2,250	2 3
16-6-99 19:01	27.233	19.010	98 614	880	2 0
16-6-99 19·02	27 250	19.010	98 617	780	2 1
16-6-99 19.26	27 650	19.006	98.621	-1,400	3 3
16-6-99 19 30	27 717	19 022	98 615	-1,290	2 3
16-6-99 19:30	27 717	19.014	98 619	1,190	2 1
16-6-99 19.38	27 850	19.010	98 623	-1,540	3 2
16-6-99 19.45	27 967	19 009	98 620	1,640	2 1
16-6-99 19·48	28 017	19 014	98 620	550	2 1
16-6-99 19.55	28 133	19 017	98 629	-880	1 8
16-6-99 19 56	28.150	19 012	98 644	-610	1 7
16-6-99 19:57	28 167	19 014	98 615	-180	2 7
16-6-99 19:58	28 183	19 012	98 625	300	2 0
16-6-99 20 01	28.233	19 008	98 631	-1,020	1 9
16-6-99 20.16	28 483	19 014	98 620	560	2 2
16-6-99 20 17	28 500	19 017	98 633	-1,230	1 9
16-6-99 20·29	28 700	18 990	98 637	-6,300	1 8
16-6-99 21 01	29 233	19 010	98 618	2,620	2 6
16-6-99 21 12	29 417	19 009	98 627	-170	1 9
16-6-99 21 14	29 450	19 008	98 621	-70	2 3
16-6-99 21 36	29 817	19 016	98 620	810	1 9
16-6-99 21 47	30 000	19.012	98 611	1,390	2 1
16-6-99 22 03	30 267	18 989	98 641	-770	2 0
16-6-99 23 55	32 133	19 012	98 618	640	2 1
17-6-99 1 08	33 350	19 007	98 617	-270	1 9
17-6-99 1 27	33 667	19 013	98 621	1,090	2 4
17-6-99 3 33	35 767	19 008	98 618	-660	2 0
17-6-99 4 50	37 050	19 011	98 616	2,960	2 3
17-6-99 7 07	39 333	19 012	98 616	1,490	2 2

En la Tabla 3.4 se listan los eventos a los cuales se les calcularon los parámetros espectrales antes mencionados.

De los sismogramas (Figura 3.5) se obtuvo su espectro de amplitudes (Figura 3 6) mediante la transformada de Fourier de una ventana de tiempo de aproximadamente 1 2 s puesto que se emplea el algoritmo de la FFT que idealmente necesita un arreglo de 2^n muestras. El espaciamiento de muestreo Δt del sismograma es de 100 ms En algunas ocasiones se usó la ventana de 2.4 s, pues la señal deseada no se ajustaba a la ventana de 1.2 s.

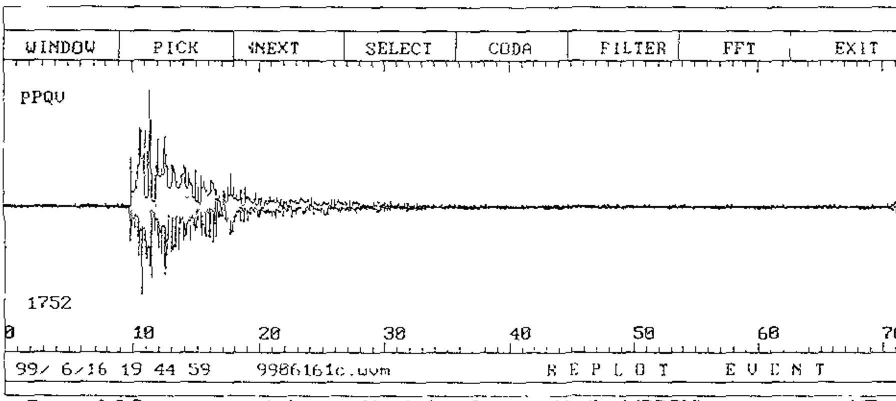

Figura 3.5 Sismograma de la estación de Los Cuervos Vertical (PPQV) para un sismo VT.

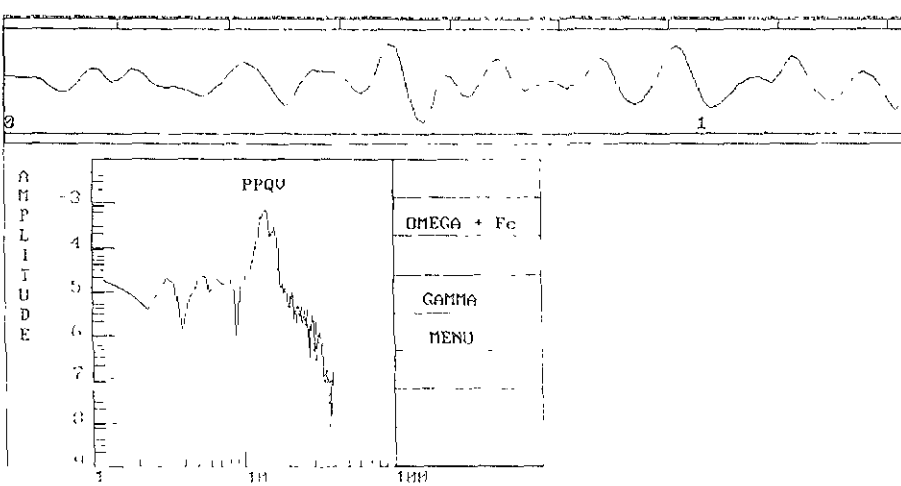

Figura 3.6 Espectro de amplitudes de la ventana de tiempo del sismograma correspondiente que contiene a la Onda S

La fase que interesaba analizar es la onda S, por lo que la ventana se iniciaba algunas décimas de segundo antes del comienzo de la onda S y terminaba algunas décimas después, dependiendo del comportamiento de la onda P, la S y el arribo de las ondas de superficie, ya que era importante que no se incluyeran, pues por su gran amplitud, afectarían considerablemente al espectro de amplitudes deseado.

Tabla 3.4. Lista de eventos que se les determinaron los parámetros espectrales.

No	Tiempo Después (hs)	Latitud (°)	Longitud (°)	Altitud snm (m)
1	23 30	19 013	98.610	740
2	23 47	19 006	98 625	1360
3	23 50	19 012	98 619	650
4	23.82	19.006	98 618	2800
5	24 72	19 012	98 619	170
6	24 82	19 012	98 615	1200
7	25 17	19 008	98 614	2250
8	27 23	19 010	98 614	880
9	27 25	19 010	98 617	780
10	27 65	19 006	98 621	-1400
11	27 72	19 022	98 615	-1290
12	27 72	19 014	98 619	1190
13	27 85	19 010	98 623	-1540
14	27 97	19 009	98 620	1640
15	28 02	19 014	98 620	550
16	28 13	19 017	98 629	-880
17	28 15	19 012	98 644	-610
18	28 17	19 014	98 615	-180
19	28 23	19 008	98 631	-1020
20	28 48	19 014	98 620	560
21	28 70	18 990	98 637	-6300
22	29 23	19 010	98 618	2620
23	30 00	19 012	98 611	1390

III.2 Parámetros de Fuente

Se obtuvieron algunos parámetros espectrales para la mayoría de los sismos con el objetivo de caracterizar el enjambre sísmico teniendo los parámetros de fuente de cada uno de los sismos VT. Los parámetros que se obtuvieron fueron frecuencia de esquina (f_c), radio de ruptura (r_0), nivel plano de bajas frecuencias (Ω_0), momento sísmico (M_0) y caída de esfuerzo estático (σ_s).

A continuación se explica brevemente qué es cada uno de estos parámetros.

III.2.1 Frecuencia de Esquina

Supongamos que una fuente finita genera pulsos de ondas P y S de forma rectangular de ancho τ_0. Si el pulso de la onda tiene una amplitud A_0 (Figura 3.7), su espectro de frecuencias (Figura 3.8) está dado por.

$$U(f)=\frac{A_0\tau_0 \operatorname{sen}(X)}{X} \quad (3.1)$$

donde:

$$X = \frac{2\pi f\tau_0}{2} \quad (3\ 2)$$

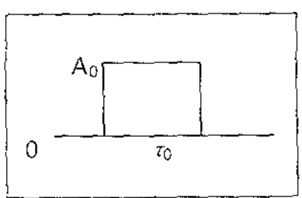

Figura 3 7. Pulso de una de amplitud A_0 onda y espesor τ_0.

Al graficar logarítmicamente, para las bajas frecuencias hay una base horizontal; mientras que las altas frecuencias llevan una envolvente que sigue la función

$$\frac{1}{f\,\tau_0/2}$$

comportándose como f^{-1}. La frecuencia en que se cruzan las dos líneas, f^0 y f^{-1}, se denomina frecuencia de esquina, f_c. Esta frecuencia varía inversamente al radio de ruptura de la falla, τ_0.

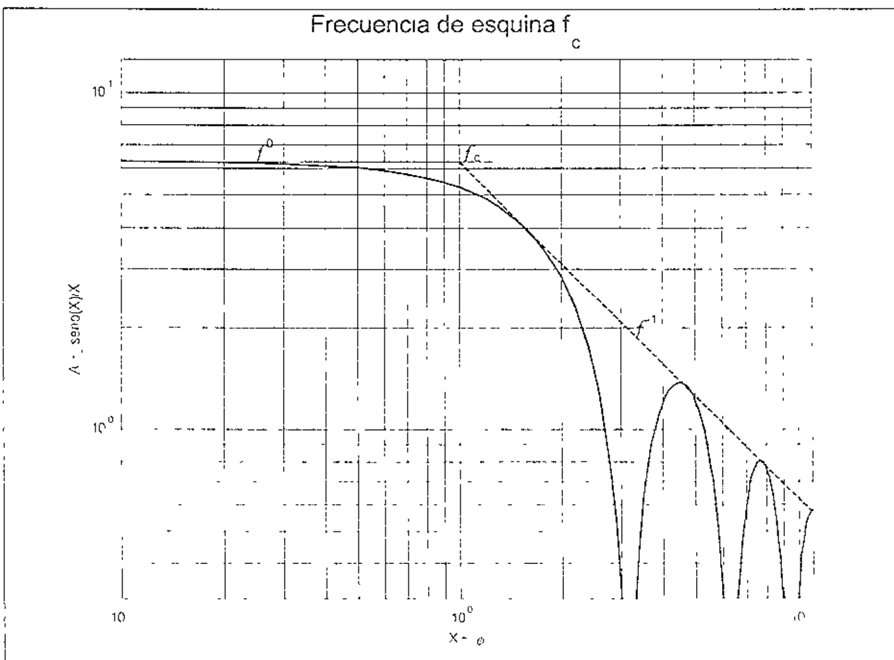

Figura 3.8 Frecuencia de esquina.

El espectro de amplitudes tiene un valor máximo de 2π, y la frecuencia de esquina varía inversamente a τ_0

III.2.2 Momento Sísmico

La forma tradicional de medir un sismo es por medio de su *magnitud*, que está basada en una escala logarítmica de la amplitud de una onda sísmica de una frecuencia específica corregida por distancia Por lo tanto existen varios tipos de magnitudes (m_L, m_b, M_s, etc.) que se usan en condiciones distintas (Scholz, 1990).

Otra forma de cuantificar un sismo es por medio del *momento sísmico* que se define como el producto del área de la superficie de la falla, la rigidez de la roca, μ, y el desplazamiento promedio de la falla (Lay, 1995); además es la cantidad física que mejor se adapta para representar a la fuente a partir del sismograma, que se controla con parámetros estáticos y es único para cada evento

El momento sísmico se define matemáticamente como

$$M_{0_{ij}} = \mu\left(\Delta \bar{U}_i n_j + \Delta \bar{U}_j n_i\right)A \qquad (3.3)$$

donde $\Delta \bar{U}_i$ es el vector de desplazamiento medio promediado sobre el área de ruptura A, con dirección n_i, y μ es el módulo de corte (Scholz, 1990)

III.2.3 Caída de Esfuerzo Estático

La caída de esfuerzo se define como la diferencia entre el estado de esfuerzo en un punto en la falla antes y después de la ruptura Para un evento de fallamiento finito se define una caída de esfuerzo estática como la caída de esfuerzo integrada sobre el área de falla, dividida por el área de falla La caída de esfuerzo, definido por la ley de Hooke es:

$$\Delta\sigma = C\mu\left(\frac{\bar{D}}{L}\right) \qquad (3.4)$$

donde $\bar{L}$ es la dimensión de ruptura característica (L o w) y C es una constante adimensional que depende de la geometría de la falla. La Tabla 3 5 muestra algunos cálculos para $\Delta\sigma$ y su relación con el momento sísmico.

Tabla 3.5. Relaciones de la Caída del esfuerzo y el Momento para tres fallas diferentes. Lay, 1995.

	Circular (radio = a)	Deslizamiento de rumbo	Deslizamiento de echado
$\Delta\sigma$	$\frac{7\pi}{16}\mu\left(\frac{\bar{D}}{a}\right)$	$\frac{2}{\pi}\mu\left(\frac{\bar{D}}{w}\right)$	$\frac{4(\lambda+\mu)}{\pi(\lambda+2\mu)}\mu\left(\frac{\bar{D}}{w}\right)$
M_0	$\frac{16}{7}\Delta\sigma a^3$	$\frac{\pi}{2}\Delta\sigma w^2 L$	$\frac{\pi(\lambda+2\mu)}{4(\lambda+\mu)}\Delta\sigma w^2 L$

III. 3 Análisis de los Sismos VT

III.3.2 Frecuencia de Esquina y Radio de Ruptura

Si se analizan para cada sismo, el radio de ruptura, ρ_0, y la frecuencia de esquina, f_c, se notará que son inversos, como lo indica la teoría, es decir, los sismos con frecuencia de esquina menor tienen un radio de ruptura mayor, y viceversa

La frecuencia, así como los demás parámetros de fuente, fue calculada para cada evento como un promedio con peso de todas las estaciones que registraron ese sismo Para cada evento se analizaron todas las estaciones que contuvieran datos lo suficientemente buenos para analizarlos y sin tanto contenido de ruido. De estos sismogramas se obtuvieron las frecuencias de esquina y los niveles plano.

Así, f_c para cada evento queda como:

$$f_c = \langle f_c \rangle = 10^{\left(\frac{1}{NS}\sum_{i=1}^{NS}\log(f_{c_i})\right)} \qquad \textbf{(3.5)}$$

donde NS es el número de estaciones que se utilizaron.

Tabla 3.6. Frecuencias de esquina (f_c) y de los radios de ruptura (ρ_0) de los sismos VT utilizados.

Tiempo Después	Latitud	Longitud	Profundidad (m)	f_c (Hz)	ρ_0 (m)
23 30	19 0128	98 610	740	13 98191	49 11
23.47	19.0063	98 625	1360	14 07777	48 84
23 50	19 0120	98 619	650	14 19761	48.52
23 82	19 0060	98 618	2800	13 89881	49 49
24 72	19.0115	98.619	170	14.50728	47 36
24 82	19 0118	98 615	1200	14 56479	47 24
25 17	19 0082	98 614	2250	13 99377	49 11
27 23	19 0095	98 614	880	14 23449	48 35
27 25	19 0100	98 617	780	13 80231	49 82
27 65	19 0055	98.621	-1400	13 61334	50 44
27 72	19 0220	98 615	-1290	13 76303	49 89
27 72	19 0142	98 619	1190	14 12126	48 60
27 85	19 0100	98.623	-1540	13 80415	49 76
27 97	19 0093	98 620	1640	14 52797	47 32
28 02	19.0135	98 620	550	13 96378	49 20
28 13	19 0172	98.629	-880	14 32283	47 96
28 15	19 0120	98 644	-610	13 64251	50 32
28 17	19 0135	98 615	-180	14 31103	48 02
28 23	19 0078	98 631	-1020	14 45421	47 60
28 48	19 0135	98 620	560	14 09594	48 77
28 70	18.9902	98 637	-6300	14 96531	45 92
29 23	19 0102	98 618	2620	14 79276	46 49
30 00	19 0117	98 611	1390	14 66473	46 89

Así mismo, para ρ_{0i}, se calculó cada f_c de cada estación i, usando la relación para una falla circular (Archuleta et al, 1982)

$$\rho_{0_i} = \frac{2.34\beta}{2\pi f_{c_i}} \qquad (3.6)$$

donde β es la velocidad de propagación de las ondas de corte y se utilizo 2.18 km/s constante para todos los eventos, pues la variación de la velocidad no era significativa, pues los resultados de los radios de ruptura variarían ±5 m que es el 10%.. El radio de ruptura para cada sismo, ρ_0 queda como

$$\rho_0 = \langle \rho_0 \rangle = \frac{1}{NS} \sum_{i=1}^{NS} \rho_{0_i} \qquad (3.7)$$

En las

Figura 3.9 y Figura 3.10 se muestra el orden de ocurrencia y profundidad de los sismos con una cruz. El círculo que rodea a la cruz representa, en la

Figura 3 9, la frecuencia de esquina f_c para cada sismo VT, mientras que en la Figura 3 10, el circulo representa el radio de ruptura de la falla, que es inversamente proporcional a la f_c. Como se puede apreciar en los datos de la Tabla 3 6 y también en las

Figura 3 9 y Figura 3 10, las frecuencias de esquina son muy similares. lo que quiere decir que los radios de ruptura también son muy similares

En la primera etapa los eventos tienen un radio de ruptura pequeño y relativamente homogéneo, entre los 47 24 m y los 49 49 m y una frecuencia de esquina entre los 13 9 y los 14 56 Hz

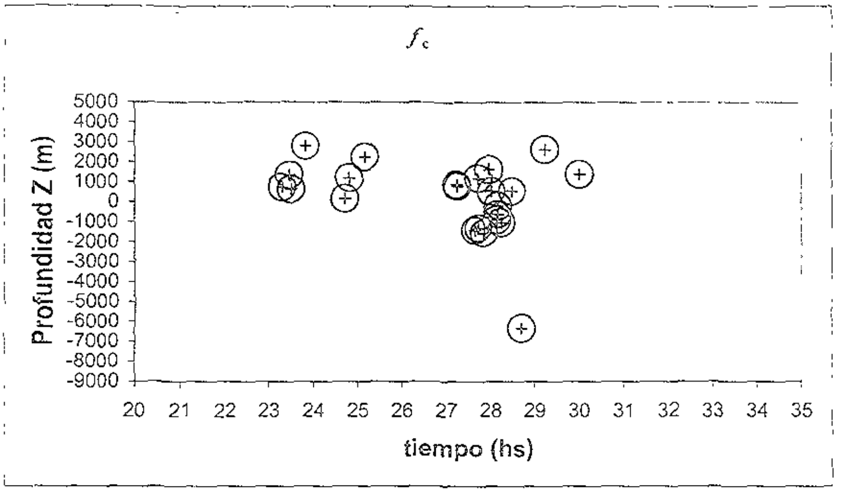

Figura 3.9. Frecuencia de esquina. El tamaño de los círculos representa la frecuencia de esquina.

A partir de las 27:23 horas, cuando comienza la segunda etapa, se generan más sismos, todos dentro de la misma gama de radios de ruptura y de frecuencias de esquina, pero con mayor representación dentro del rango de la etapa I, dado que es mayor el número de eventos

Esta segunda etapa consta de 16 sismos bien caracterizados y cuenta con radios de ruptura desde los 46.49 m hasta los 50.44 m, y frecuencias de esquina desde 13 613 Hz hasta 14.966 Hz. En general, los rangos de frecuencia de esquina se encuentran entre los 13 613 Hz y los 14 965 Hz. Los radios de ruptura también son muy homogéneos y van desde los 46.89 m y los 50 44 m

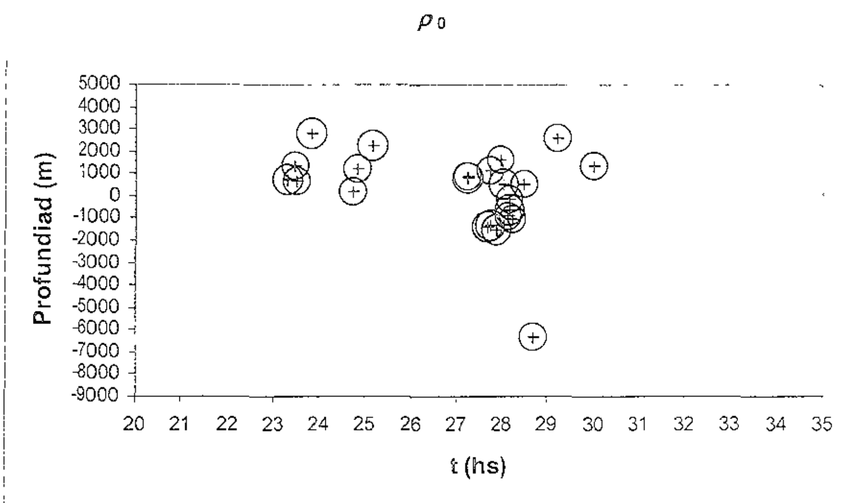

Figura 3.10. Radio de ruptura. El tamaño del círculo muestra las dimensiones de la falla producida por cada sismo VT.

III.3.3 Nivel Plano de Frecuencias Bajas

Este nivel plano se obtuvo del espectro de amplitudes de los sismogramas. El cálculo del promedio del nivel plano (Ω_0) para cada sismo incluye las mediciones de cada estación disponible, y queda como

$$\Omega_0 = \langle\Omega_0\rangle = 10^{\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\log\left(\frac{\Omega_i R_i}{3000}\right)} \qquad (3.8)$$

donde R_i es la distancia hipocentral entre el sismo y la i-ésima estación y Ω_{0_i} es el nivel plano para la i-ésima estación. Como es un promedio con peso se divide entre 3000 km que es la distancia promedio entre los sismos y las estaciones.

Tabla 3.7. Datos del nivel plano de baja frecuencia para cada sismo.

Tiempo Después (hs)	Latitud (°)	Longitud (°)	Profundidad (m)	Ω_0
23 300	19.0128	98 6100	740	8 98781E-05
23.467	19.0063	98 6245	1360	5 93522E-05
23.500	19 0120	98 6190	650	2 43938E-4
23 817	19 0060	98 6183	2800	1 21034E-05
24.717	19.0115	98 6193	170	1 04632E-4
24 817	19 0118	98.6148	1200	9 65646E-05
25 167	19 0082	98 6142	2250	8 52982E-05
27.233	19 0095	98 6142	880	8 17613E-05
27 250	19 0100	98 6165	780	2 23992E-5
27 650	19.0055	98 6208	-1400	3.66717E-4
27 717	19 0220	98 6152	-1290	1 40148E-4
27.717	19 0142	98 6193	1190	3 85086E-05
27 850	19.0100	98 6227	-1540	2 17488E-4
27 967	19 0093	98 6198	1640	6 14667E-05
28.017	19.0135	98 6195	550	1 91445E-4
28 133	19 0172	98 6287	-880	1 09071E-4
28 150	19 0120	98 6443	-610	1 43842E-4
28 167	19 0135	98 6152	-180	7 85788E-05
28 233	19 0078	98 6313	-1020	3 28931E-05
28 483	19 0135	98 6200	560	2 17541E-4
28 700	18 9902	98 6368	-6300	1 3224E-4
29 233	19 0102	98 6178	2620	1 09689E-05
30 000	19 0117	98 6108	1390	5 60344E-05

Los resultados del nivel plano de baja frecuencia se muestran en la Tabla 3.7 y la Figura 3.11 muestra gráficamente los valores de Ω_0 con respecto al tiempo y la profundidad.

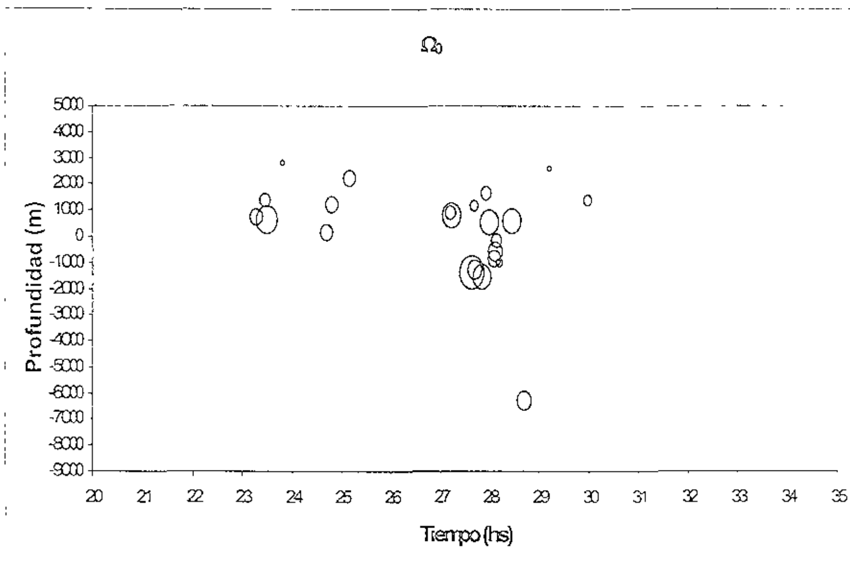

Figura 3.11. Nivel plano con respecto al tiempo y profundidad

III.3.4 Momento Sísmico

Este parámetro es el más representativo de la cantidad de energía liberada por cada uno de los sismos VT. El momento sísmico de cada sismo que propone Archuleta (1982) para cada estación es:

$$M_0 = \frac{4\pi\rho\beta^3 R\Omega_0}{2R_{\theta\phi}} \qquad (3.9)$$

donde ρ es la densidad, R es la distancia hipocentral a la estacion y $R_{\theta\phi}$ es el coeficiente del patrón de radiación de la onda S. Se utilizaron los siguientes valores

$\rho = 2900\ \mathrm{kg/m^3}$

$\beta = 2.18\ \mathrm{km/s}$

$R_{\theta\phi} = 0.6$

El valor de $R_{\theta\phi}$ se obtiene del patrón de radiación, que al no conocerse perfectamente, se obtuvo un promedio para todas las estaciones.

El promedio del valor del momento sísmico de todas las estaciones disponibles, para cada evento es:

$$M_0 = \langle M_0 \rangle = 10^{\frac{1}{NS}\sum_{i=1}^{NS}\log M_{0i}} \qquad (3.10)$$

En la Tabla 3.8 se muestran los valores del momento sísmico para cada uno de los eventos del conjunto que se pudo caracterizar. Se puede apreciar que éstos llegan a variar más de un orden de magnitud, pues el menor es de 4.28×10^{13} (M_W=3.0) y el mayor es de 1.43×10^{15} N·m (M_W=4.0)

En la Figura 3.12 los círculos representan el momento sísmico M_0 respecto al tiempo y a la profundidad. Durante la primera etapa se presentan sismos con momento sísmico muy bajo, con excepción del tercer sismo que es bastante mayor. Los momentos sísmicos de los eventos de esta etapa varían desde los 4.73x10[illegible] N·m (el 4o. evento) hasta 9.53x10[illegible] N·m (el 3er. evento). Los valores del momento sísmico no varían tanto del promedio con excepción del menor y del mayor.

Tabla 3.8. Valores del Momento Sísmico de cada sismo VT.

Tiempo Después (hs)	Latitud (°)	Longitud (°)	Profundidad (m)	M_0 (N-m)
23 300	19.0128	98.6100	740	3 5108E+14
23 467	19 0063	98.6245	1360	2 3184E+14
23 500	19 0120	98.6190	650	9 52867E+14
23.817	19 0060	98.6183	2800	4 72782E+13
24 717	19 0115	98 6193	170	4 08712E+14
24 817	19.0118	98 6148	1200	3 77199E+14
25 167	19 0082	98 6142	2250	3 3319E+14
27 233	19.0095	98 6142	880	3 19374E+14
27 250	19.0100	98 6165	780	8 74952E+14
27 650	19.0055	98 6208	-1400	1 43246E+15
27 717	19.0220	98 6152	-1290	5 47442E+14
27 717	19 0142	98 6193	1190	1 50421E+14
27.850	19.0100	98 6227	-1540	8 49546E+14
27 967	19 0093	98 6198	1640	2 401E+14
28.017	19 0135	98 6195	550	7 4782E+14
28 133	19 0172	98 6287	-880	4 26052E+14
28 150	19 0120	98 6443	-610	5 61873E+14
28 167	19 0135	98 6152	-180	3 06943E+14
28 233	19 0078	98 6313	-1020	1 28486E+14
28 483	19 0135	98 6200	560	8 49754E+14
28 700	18 9902	98 6368	-6300	5 16552E+14
29 233	19 0102	98 6178	2620	4 28464E+13
30 000	19 0117	98 6108	1390	2 1888E+14

Posteriormente a esta etapa, sigue un periodo de calma de aproximadamente 2 hs en el que no aparece ningún sismo VT, después del cual viene la etapa II, que se caracteriza por ser más activa.

En esta etapa los momentos sísmicos son mayores. Se pueden agrupar en 2 conjuntos, los eventos débiles y los más fuertes. Los débiles son de alrededor de 3 y 4×10^{14} N m y los fuertes son de alrededor de 8×10^{14} y 1.43×10^{15} N m El rango de esta etapa va de $4\ 28\times10^{13}$ a 1.43×10^{15} N m.

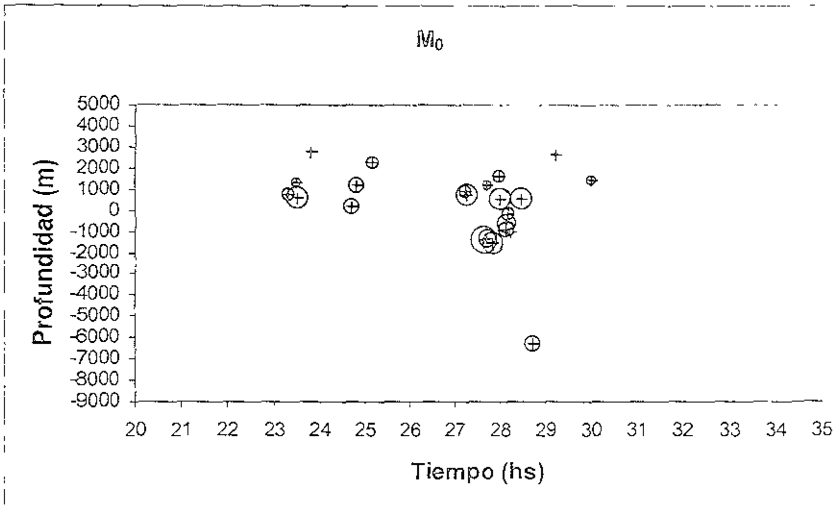

Figura 3.12. Momento de cada evento con respecto al tiempo y profundidad.

Durante las primeras horas se observa que se libera una cantidad considerable de energía en poco tiempo, correspondiente a la etapa I Después de esta etapa, viene un lapso de calma, donde se acumula energía, y repentinamente, comienza la etapa II donde se libera una gran cantidad ce energía sísmica En un lapso de 2 5 horas se libera el 60 % de la energía sísmica total producida durante todo el enjambre Esto se nota también observando la pendiente de la Figura 3.14, la cual aumenta rápidamente después de las 27 5 hs. lo que significa que se producen sismos constantemente, liberando así, la energía acumulada que se incremento durante el sismo, y se demostrará que fue debido a la difusion rectificada

En la Figura 3 4 se aprecia que durante la primera etapa, los sismos que se presentan son de baja magnitud y se pueden apreciar cuatro patrones escendentes el primero (1) es de 4 5 km n y comienza a las 23 3 hs, el (2) es de

4.4 km/h, muy similar a la anterior y se refleja en la pendiente de la recta casi paralela, y comienza a las 24.72 hs, el (3) de 1.05 km/h, comienza a las 27 23 hs, el (4) es de 0 75 km/h y comienza a las 29.417 hs, el (5) es de 1 km/h y comienza a las 30 27 hs; el (6) es de 4 km/h y comienza a las 33.35 hs; y finalmente el (7) que es de 2.75 km/h y comienza a las 35.77 hs Todas estas horas de inicio son con respecto al sismo regional. Se pueden agrupar en dos tipos de patrones ascendentes, rápidos (alrededor de 4 km/h) y lentos (alrededor de 1 km/h). Los patrones se identificaron con eventos que cada vez eran menos profundos y que seguían el mismo patrón de ascenso, en cuanto aparecía un evento más profundo, se interrumpía la secuencia de ascenso

La figura 3.11 es una fotografía del sismograma del 16 de junio de 1999 correspondiente a la estacion de Tlamacas N No todos los eventos que aparecen a lo largo del día son sismos VT, sin embargo, se observa un periodo de calma antes de que comenzara la actividad más energética en la parte inferior de la fotografía. En esta fotografía se puede observar que la energía se acumula por 20 hs y finalmente aparecen los rompimientos

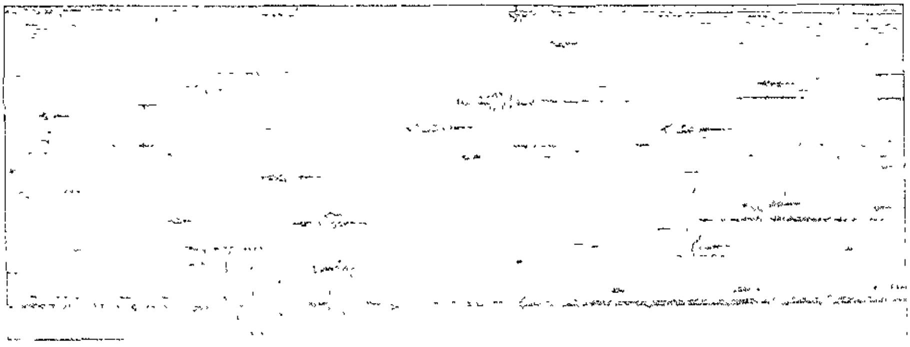

Figura 3.13. Sismograma de la estación Tlamacas N (16 de junio de 1999)

Después de dos horas, cesan los sismos VT durante un lapso de 2 hs en el que se acumulan esfuerzos en el volcán. Una vez que se ha acumulado suficiente esfuerzo en la estructura del volcán, comienza la etapa más activa, 22 sismos VT, de los cuales 5 fueron de los más grandes de todo el enjambre. En esta etapa también se observan dos patrones de aparición de los sismos en cuanto a profundidad y tiempo. El primero es de 0.9 km/s ascendente que comienza a las 27.23 hs; y el segundo con velocidad de 2 km/s que comienza a las 29.45 hs.

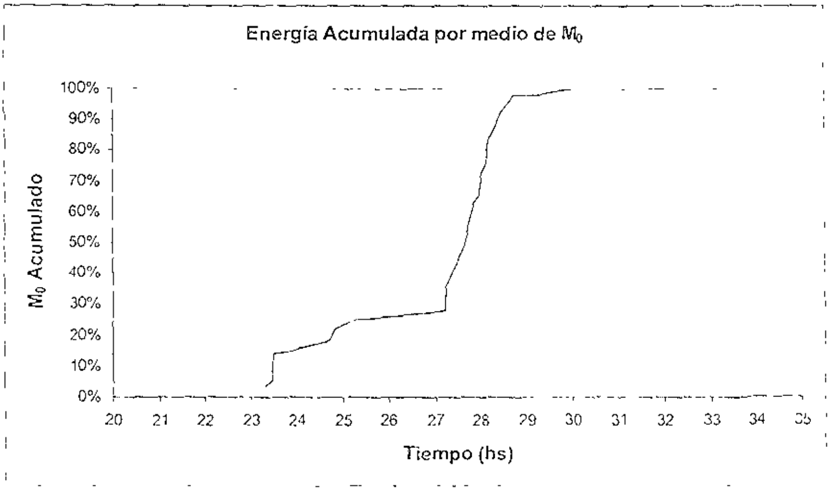

Figura 3.14. Energía liberada conforme al Momento Sísmico M_0

III.3.5 Caída de Esfuerzo Estático

Los datos de la caída de esfuerzo estático para cada evento ($\Delta\sigma$) también fueron calculados como un promedio de todas las estaciones para dicho evento como

$$\Delta\sigma = \langle \Delta\sigma \rangle = \frac{7\langle M_0 \rangle}{16\langle \rho_0 \rangle^3} \qquad (3.11)$$

Estos datos se incluyen en la Tabla 3.9. Los valores están dados en MPa.

En la Figura 3.15 se muestra la caída de esfuerzos estáticos para cada uno de los eventos mostrados en la Tabla 3.9. La mayoría de los sismos tiene una caída de esfuerzo muy cercana al promedio (259 55 MPa), únicamente algunos eventos se disparan hacia abajo El menor es de 24 88 MPa (el 4o evento) y el mayor es de 711.99 MPa (el 10o)

Tabla 3.9. Datos de la caída de esfuerzos estáticos para cada evento VT que se pudo caracterizar completamente.

Tiempo Después	Latitud	Longitud	Profundidad (m)	$\Delta\sigma_s$ (MPa)
23 300	19 0128	98 6100	740	189 07
23 467	19 0063	98 6245	1360	126 95
23 500	19.0120	98 6190	650	532 08
23 817	19 0060	98 6183	2800	24 88
24 717	19 0115	98 6193	170	245 44
24 817	19 0118	98 6148	1200	228 22
25 167	19 0082	98 6142	2250	179 46
27 233	19 0095	98 6142	880	180 20
27 250	19 0100	98 6165	780	451 42
27 650	19 0055	98 6208	-1400	711 99
27 717	19 0220	98 6152	-1290	281 13
27 717	19 0142	98 6193	1190	83 61
27 850	19 0100	98 6227	-1540	139 69
27 967	19 0093	98 6190	1610	[illegible]
28 017	19 0135	98 6195	550	[illegible]
[illegible]	19 0172	[illegible]	[illegible]	[illegible]
[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]

28 167	19 0135	98 6152	-180	176.76
28 233	19 0078	98 6313	-1020	76 00
28 483	19 0135	98 620C	560	467 33
28 700	18.9902	98 6368	-6300	340.32
29 233	19 0102	98 6178	2620	27 20
30 000	19 0117	98 6108	1390	135 38

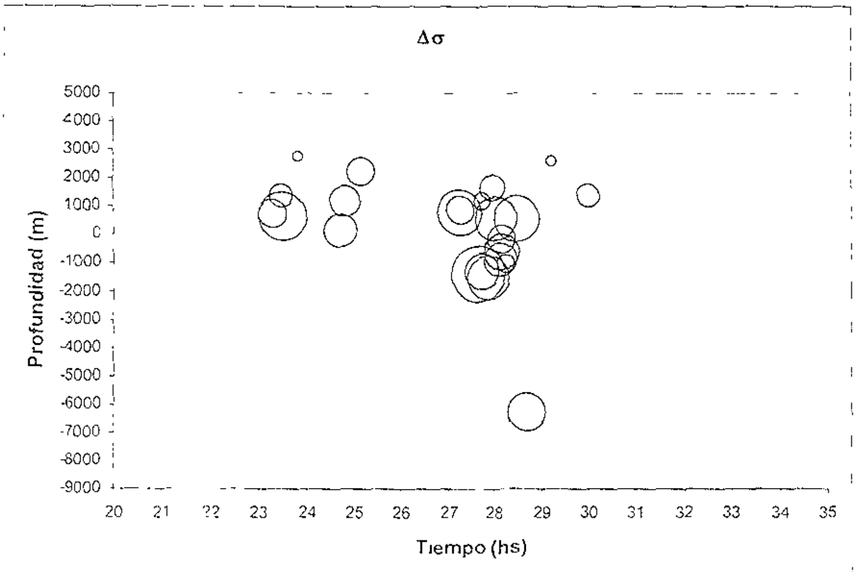

Figura 3.15 Caída de esfuerzos estaticos para cada sismo VT. El tamaño del círculo representa la magnitud de la caída de esfuerzo estático σ_s.

CAPÍTULO IV. TEORÍA DE LA DIFUSIÓN RECTIFICADA

IV.1 Introducción

Si se tiene una burbuja de gas en un líquido saturado con gas disuelto y ésta es sometida a un campo de presión oscilatorio; en cualquiera de los ciclos de oscilación existe un flujo neto de gas dentro de la burbuja

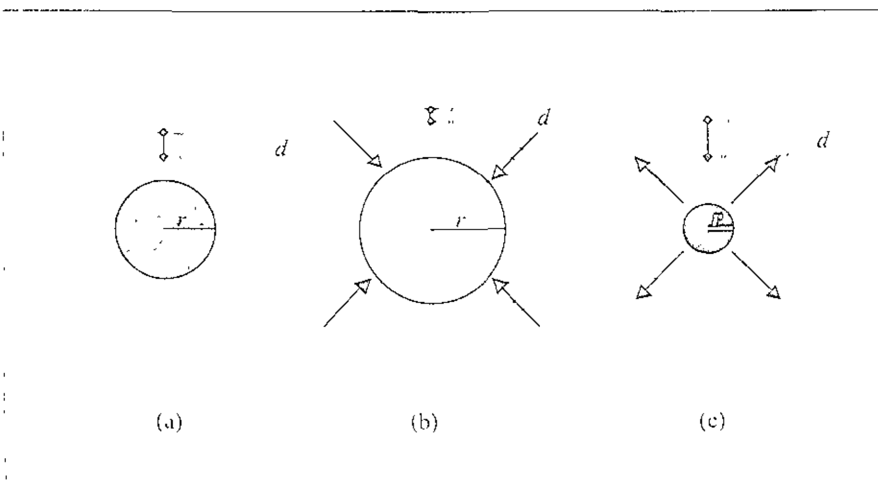

Figura 4.1 Efecto de caparazón, difusión rectificada. La intensidad del relleno de la burbuja representa la concentración de volátiles, r es el radio de la burbuja y d es la zona de influencia de la cual fluyen los volátiles hacia dentro de la burbuja, las flechas indican la dirección en que fluyen los volátiles.

El proceso se explica en la Figura 4.1. La burbuja originalmente se encuentra en equilibrio (Figura 4.1a). Cuando la burbuja se expande (Figura 4.1b), el gradiente de concentración se incrementa y la tasa de difusión de gas hacia la burbuja también se incrementa y la zona de influencia alrededor de ésta se contrae. Cuando se contrae la burbuja (Figura 4.1c), la zona de influencia, d, se expande A este proceso se le llama *efecto de caparazón*

El problema que plantean Eller y Flynn (1965) es un poco más específico, pues menciona que la burbuja tiene que estar inmersa en un líquido incompresible, en equilibrio estático en su centro, aislada, sin estar pegada a una pared o a una partícula de polvo.

Este proceso compite con el proceso de difusión estática (ordinaria) de gas fuera de la burbuja y puede contrarrestar el efecto de la difusión estática si la amplitud de la presión es mayor que un valor umbral de disparo.

El problema para una burbuja en un líquido en presencia de un campo acústico requeriría de una ecuación de movimiento, de difusión y de transferencia de calor en ambos, el líquido y la burbuja, con sus relaciones adecuadas de continuidad en la frontera de la burbuja La solución se complica por el hecho de que estas ecuaciones deben ser resueltas conjuntamente; sin embargo, ésta se puede simplificar suponiendo a la temperatura constante en el tiempo y uniforme en el espacio

Se simplifica despreciando las variaciones espaciales a lo largo de la burbuja y tratando a ésta como un sistema termodinámico uniforme

El interior de la burbuja se describe por sus propiedades termodinámicas tales como presión, temperatura y concentración de gas, las cuales son constantes en el espacio pero no en el tiempo.

Lo que se obtiene mediante las ecuaciones es que el radio de la burbuja crece lentamente debido a la rectificación y se vuelve, espontánea, y asintóticamente proporcional a la raíz cuadrada del tiempo, $t^{1/2}$ Con base en este resultado se podría esperar que en un líquido saturado con gas disuelto, una burbuja en un campo de presión oscilatorio, pueda crecer indefinidamente. Este crecimiento indefinido no se presenta en la realidad; lo cual puede ser debido a la inestabilidad de la esfericidad de la burbuja oscilante

El problema se vuelve muy complicado cuando se hace el análisis cuantitativo del mismo. Primero, el análisis se complica por la dificultad de determinar el movimiento de la pared de la burbuja en términos de la presión Segundo, aun cuando se determine el problema del movimiento de la pared de la burbuja, se tiene que resolver el problema de la difusión no-lineal Hsieh y Plesset (1961) plantean el problema linealizado de la difusión

IV.2 Problema Linealizado

La presión del gas dentro de la burbuja, $P(t)$, se toma como si fuera uniforme en todo el interior de la burbuja, quedando de la siguiente forma

$$P(t) \; P \; (\; [illegible] \; \mathrm{sen}(\omega t) \qquad (4\,1)$$

donde ε es la amplitud de la presión relativa y se supone a $\varepsilon << 1$ para que se pueda linealizar, ω es la frecuencia de oscilación del campo de presión, P_0 es la presión de estabilidad y t es el tiempo desde que comienza la oscilación. Se asume que el gas dentro de la burbuja tiene un comportamiento isotérmico durante la compresión (Hsie, D. y Plesset, S., 1960) Por lo tanto

$$R(t) = R_0\,(1 + \delta \operatorname{sen}(\omega\, t)), \qquad (4.2)$$

donde δ es la amplitud de la onda de deformación y se define ()

$$\varepsilon = -3\delta,$$

$R(t)$ es el radio de la burbuja en el tiempo t, y R_0 es el radio de equilibrio que corresponde a P_0

La cantidad de gas que fluye hacia dentro de la burbuja en un lapso Δt es

$$\int_{t_0}^{t_0+\Delta t} dt \int_S D\nabla c \cdot dS\,, \qquad (4.3)$$

Donde c es la concentración del gas disuelto en el líquido, D es el coeficiente de difusión, y la integral es sobre la superficie S de la pared de la burbuja En este caso se puede simplificar por la simetría esférica que presenta este problema, simplificandose a

$$\int_{t_0}^{t_0+\Delta t} dt\, 4\pi D R^2 \left(\frac{\partial c}{\partial r}\right)_{r=R} \qquad (4.4)$$

La concentración c es una solución de la ecuación de difusión

$$\left(\frac{\partial c}{\partial t}\right) + \vec{q} \cdot \nabla c = D\nabla^2 c \ , \qquad (4.5)$$

con una condición inicial y de frontera adecuadas. En la Ecuación 4.5 $\vec{q}$ es la velocidad del flujo del líquido. Para un campo de flujo irrotacional en el líquido, se tiene que

$$\vec{q} = \left(\frac{R^2 R}{r^3}\right)\vec{r} \ , \qquad (4.6)$$

donde $R \equiv \dfrac{dR}{dt}$.

Las condiciones de frontera se determinan del siguiente modo

- La cantidad de gas disuelto en el líquido no cambia con el tiempo a grandes distancias de la burbuja, lo que es $c \to c_\infty$, constante, cuando $r \to \infty$
- La concentración de gas disuelto en el líquido en la pared de la burbuja se determina de acuerdo con la ley de Henry que dice que la concentración del gas disuelto a temperatura constante es proporcional a la presión, por lo que

$$r = R,$$

$$c = aP(R), \qquad (4\ 7)$$

donde a es una constante característica de la combinación líquido-gas

Puesto que $c = c_\infty$ donde no hay excitación alguna en un estado de equilibrio, tenemos $aP_0 = c_\infty$,

Las ecuaciones de las condiciones de frontera son:

$c = c_\infty$, cuando $r \rightarrow \infty$

$c = c_\infty \; (1 + \varepsilon\,\mathrm{sen}(\omega\, t))$, cuando $r = R$

La condición inicial está dada por:

$c(r,t) = c_\infty$, para $t \leq 0$, y para toda r.

Mientras el gas comienza a difundirse tanto hacia dentro como hacia fuera de la burbuja, la frontera de la burbuja y el líquido que rodea a ésta se moverán. Sin embargo, este movimiento será tan pequeño que puede ser despreciado omitiendo el término de convección térmica en la ecuación de difusión (Hsie, D. y Plesset, S , 1960) , la cual se escribe

$$\frac{\partial c}{\partial t} = D\nabla^2 c \qquad (4.8)$$

Así, ya no depende más de la ecuación de movimiento, pudiendo resolverse independientemente

La concentración de gas en el líquido en la frontera de la burbuja, c_S, está dada por la Ley de Henry Ésta establece que la concentracion de gas disuelta en un líquido es directamente proporcional a la presion parcial del gas sobre la solucion quedando

$$c_s = k_H^{-1} p_g , \quad (4.9)$$

donde k_H es la constante de Henry definida en términos de la concentración de gas y de la temperatura Puesto que para una burbuja estática

$$p_g = P_0 + 2\frac{\sigma_T}{R} , \qquad (4.10)$$

donde P_0 es la presión hidrostática en el líquido y σ_T es la tensión superficial: finalmente queda

$$c_s = k_H^{-1}\left(P_0 + 2\frac{\sigma_T}{R} \right). \qquad (4.11)$$

La *saturación* se define como la concentración de gas disuelto en un líquido en equilibrio con una presión parcial de gas dentro de una frontera plana. El término c_s no es en sí la saturación, pues la saturación es $c_0 = k^{-1}P_0$. Por lo tanto la concentracion c_s se relaciona con la concentración de saturación, c_0, a través de la siguiente ecuación:

$$c_s = c_0\left(1 + 2\frac{\sigma_T}{P_0 R} \right). \quad (4.12)$$

La concentración en la frontera de la burbuja, c_s cambia lentamente con el tiempo mientras que la burbuja cambia lentamente su tamaño Esta dependencia del tiempo se puede despreciar

El problema ahora se puede resolver por la tasa de cambio en el número, n, de moles de gas en la burbuja.

$$\frac{dn}{dt} = 4\pi R^2 D(c_\infty - c_s)\left[\left(\frac{1}{R}\right) + (\pi D t)^{-\frac{1}{2}}\right]. \qquad (4.13)$$

La unidad de la concentración es moles por unidad de volumen $[L^{-3}]$.

La burbuja se disolverá si c_∞ es menor que c_s, lo que es igual que si el líquido no estuviera supersaturado

La masa de gas dentro de la burbuja es:

$$m = \tfrac{4}{3}\pi \rho_g R_0^3 \qquad (4.14)$$

El promedio de la tasa de flujo de gas hacia dentro de una burbuja queda:

$$\frac{dm}{dt} = 24\pi D c_s R_0 \delta^2 \qquad (4.15)$$

y puesto que

$\delta = -\varepsilon/3 = -\tfrac{1}{3}\,[\,(P_{sat} - P_0)/P_0\,] = -\tfrac{1}{3}\,(\Delta P/P_0)$

se puede rescribir como

$$\frac{dm}{dt} = \left(\frac{8}{3}\right)\pi D c_s R_0\left(\frac{\Delta P}{P_0}\right) \qquad (4.16)$$

Así, cuando la razón $\Delta P/P_0$ es muy pequeña el crecimiento de la burbuja por recalentación es afectado por este término que es el volumen multiplicado por la densidad promedio del gas, ρ_g (que se mantiene esencialmente sin variación durante el lento proceso de crecimiento de la burbuja), multiplicada por el radio de la burbuja Por lo anterior queda que

$$\frac{dm}{dt} = 4\pi\rho_g R_0^2\left(\frac{dR_0}{dt}\right) \qquad (4.17)$$

La tasa de incremento de masa en la burbuja debido a la rectificación es

$$\frac{dm}{dt} = \frac{8\pi}{3} Dc_\infty \varepsilon^2 R_0 \qquad (4.18)$$

combinando las ecuaciones 4 17 y 4.18 obtenemos que

$$\frac{dR_0}{dt} = \frac{2}{3}\left(\frac{Dc_\infty \varepsilon^2}{\rho_g R_0}\right) \qquad (4.19)$$

De ahí que

$$R_0^2 = R_i^2 + \frac{4}{3}\left(\frac{Dc_\infty \varepsilon^2}{\rho_g}\right)t$$

si se ajusta $R_0 = R_i$ en $t = 0$ (R_i es el radio inicial de la burbuja, antes de la oscilación), entonces queda

$$R_0 = 2\left(\frac{Dc_\infty}{3\rho_g}\right)^{\frac{1}{2}} \varepsilon (t + t_0) \qquad (4.20)$$

donde

$$t_0 = \left(\frac{3\rho_g}{Dc_\infty}\right)\left(\frac{R_i}{\varepsilon^2}\right)$$

Una medida de la tasa de crecimiento rectificado, (o por rectificación) es el tiempo τ_2 requerido para que una burbuja aumente su tamaño al doble. Este tiempo se puede obtener de la ecuación anterior quedando:

$$\tau_2 = \frac{9R_i^2\rho_g}{4c_\infty D\varepsilon^2} \ . \qquad (4.21)$$

En la Tabla 4.1 se muestran algunos valores numéricos para el caso de burbujas de aire en agua a 20°C y a una presión de 1 atm.

Tabla 4.1. Tiempo requerido para que las burbujas de aire en el agua a 20°C, 1 atm. dupliquen su tamaño por rectificación de masa. (De Hsieh y Plesset, 1960)

Radio Inicial R_i (cm)	Amplitud de Presión Relativa $\varepsilon=(P_{max}-P_0)/P_0$	Tiempo Duplicación τ_2 (s)
10^{-1}	0.25	1.1×10^{6}
10^{-1}	0.10	6.7×10^{6}
10^{-1}	0.01	6.7×10^{8}
10^{-2}	0.25	1.1×10^{4}
10^{-2}	0.10	6.7×10^{4}
10^{-2}	0.01	6.7×10^{6}
10^{-3}	0.25	1.1×10^{2}
10^{-3}	0.10	6.7×10^{2}
10^{-3}	0.01	6.7×10^{4}

Es importante resaltar que esta ecuación de difusión describe la difusión de gas en el liquido, y no en la burbuja. La concentración de gas en la burbuja se supone uniforme.

IV.3 Problema No-Lineal de la Difusión Rectificada

Un modelado del problema dinámico es mucho más complejo que el del problema estático dado que ahora sí se debe considerar la ecuación de movimiento. La ecuación de difusión depende en gran medida de la ecuación de movimiento, y el término de convección ya no se podría despreciar por lo mismo. Sin embargo, estas ecuaciones se pueden separar momentáneamente, siempre y cuando las oscilaciones de la burbuja sean lo suficientemente rápidas como para que sólo una cantidad muy pequeña de gas se propague a través de la pared de la burbuja durante un solo ciclo

El movimiento de la burbuja debido al crecimiento o decaimiento gradual por difusion será demasiado lento comparado con el cambio de tamaño debido al campo oscilatorio El efecto de la difusión en la ecuación de movimiento se puede despreciar y las soluciones de la ecuación de movimiento sin la difusión se puede usar como movimientos de la burbuja en la ecuación de difusión. De esta forma es como estas ecuaciones se pueden separar parcialmente y manejarse cada una por su lado

Este problema tiene dos dificultades que superar para resolver estas ecuaciones. *i*) La ecuación de movimiento no es lineal, y *ii*) en la ecuacion de difusión, la condicion de frontera en la pared de la burbuja debe ser aplicada a una frontera con movimiento

La solución a este problema elimina la no-linealidad de la ecuación de movimiento asumiendo que las oscilaciones sinusoidales de la burbuja eran lo suficientemente pequeñas como para ser despreciadas.

Para resolver el problema de la frontera con movimiento en la ecuación de difusión se asume que la pared de la burbuja se encuentra fija en el espacio, pero la concentración de gas en la burbuja y en el área que la rodea variaran como si la pared de la burbuja estuviera en movimiento

Hsieh y Plesset (1961) obtuvieron una solución que incluye el efecto caparazón. Ellos también hicieron la misma suposición de las oscilaciones sinusoidales pequeñas. El problema de la frontera con movimiento lo resolvieron expandiendo la condición de frontera en una serie de Taylor alrededor de la posición de equilibrio de la frontera de la burbuja.

Eller y Flynn (1965) llegaron a una solución que no tiene las restricciones antes mencionadas; lo hicieron considerando los problemas de movimiento y de difusión como dos problemas por separado en vez de dos aspectos de un solo problema.

La Ecuación 4.5 de difusión se maneja de tal forma que la solución se pueda obtener para el flujo de gas dentro de la burbuja para cualquier solución general oscilatoria $R(t)$, de la ecuación de movimiento.

Eller y Flynn (1965) definen las variables h (coordenadas de posición Lagragiana), C (potencial de la concentracion), y τ (nueva variable de tiempo) por las ecuaciones

$$h = \tfrac{1}{3}\left[r^3 - R^3(t)\right] \qquad (4.22)$$

$$\frac{\partial U}{\partial h} = c(h,t) - c_i \, , \qquad (4.23)$$

$$\tau = \int_0^t R^4(t')\,dt' \qquad (4.24)$$

Introducen estas ecuaciones en la Ecuación 4 5, la que queda

$$\left(1 + \frac{3h}{R^3}\right)^{\frac{4}{3}} \frac{\partial^2 U}{\partial h^2} = \frac{1}{D}\frac{\partial U}{\partial \tau} \, , \qquad (4.25)$$

con las condiciones de frontera

$$U(h,0) = 0$$

$$\lim_{h \to \infty} \frac{\partial U}{\partial h} = 0$$

$$\left.\frac{\partial U}{\partial h}\right|_{h=0} = c_s - c_i$$

La condición de frontera en $r = R$, o $h = 0$, hacen que $c = c_s$. Se hace la suposicion que la Ley de Henry también es válida para el problema dinámico y que c_s es directamente proporcional a la presion de gas, p_g. Por lo tanto queda que $c_s = k_H^{-1} p_g$. La concentracion en la saturación esta dada por $c_0 = k_H^{-1} P_0$ y $c_s = c_0 p_g / P_0$.

También se supone que la difusion durante un ciclo oscilatorio de la burbuja es despreciable y que el gas en la burbuja se comporta como un gas perfecto. El número n de moles de gas en la burbuja es aproximadamente constante durante una oscilación, y la ley de gases perfectos para un proceso isotérmico es $p_g R^3 = p_n R_n^3$ donde el subíndice n indica los valores iniciales de equilibrio. Así

$$c_s = c_0 \frac{P_n}{P_0}\left(\frac{R_n}{R}\right)^3 = c_0\left[1+\frac{2\sigma_T}{R_n P_0}\right]\left(\frac{R_n}{R}\right)^3, \qquad (4.26)$$

donde la última forma de la expresión sigue a partir de la relación de equilibrio

$$p_n = P_0 + \frac{2\sigma_T}{R_n}. \qquad (4.27)$$

Por lo que se define

$$c_{sn} = c_0\left[1+\frac{2\sigma_T}{R_n P_0}\right] \qquad (4.28)$$

como el valor de c_s cuando $R = R_n$.

Por lo tanto, la tercer condición de frontera se puede rescribir como

$$\left.\frac{\partial U}{\partial h}\right|_{h=0} = c_{sn}\left(\frac{R_n}{R}\right)^3 - c_\infty = f(\tau) \qquad (4.29)$$

La Ecuación 4.25 se puede expandir en la region $3h/R^3 \ll 1$ para quedar

$$\left[1+4\left(\frac{h}{R^3}\right)+2\left(\frac{h}{R^3}\right)^2+\cdots\right]\frac{\partial^2 U}{\partial h^2} = \frac{1}{D}\frac{\partial U}{\partial \tau} \qquad (4.30)$$

Se hace la suposición que la solución se puede encontrar mediante un método de aproximaciones recursivas. Formalmente U se representa por medio de series en la forma $U=U_0+U_1+U_2+\ldots$, donde cada término incluye un factor h/R^3 elevado a la n-ésima potencia. Las ecuaciones para las soluciones de cero, primer y segundo orden son

$$\frac{\partial^2 U_0}{\partial h^2}-\frac{1}{D}\frac{\partial U_0}{\partial \tau}=0\,,$$

$$\frac{\partial^2 U_1}{\partial h^2}-\frac{1}{D}\frac{\partial U_1}{\partial \tau}=-4\frac{h}{R^3}\frac{\partial^2 U_0}{\partial h^2}\equiv-\frac{W}{D}\,,$$

$$\frac{\partial^2 U_2}{\partial h^2}-\frac{1}{D}\frac{\partial U_2}{\partial \tau}=-4\frac{h}{R^3}\frac{\partial^2 U_1}{\partial h^2}-2\left(\frac{h}{R^3}\right)^2\frac{\partial^2 U_0}{\partial h^2}\,.$$

La cantidad de interés es el flujo de gas en la pared de la burbuja, que está dada por

$$\frac{dm}{dt}=-D\left.\frac{\partial c}{\partial r}\right|_{r=R}=-DR^2\left.\frac{\partial^2 U}{\partial h^2}\right|_{h=0}\,. \quad (4.31$$

Así, esta cantidad se integra sobre la superficie de la burbuja y da como resultado la tasa de cambio del número n de moles gas en la burbuja

$$\frac{dn}{dt}=4\pi DR^4\left.\frac{\partial^2 U}{\partial h^2}\right|_{h=0} \qquad (4.32$$

De la definición de y de la ecuación de difusión (Ecuación 4.25) se obtiene que

$$\frac{dn}{d\tau} = 4\pi \frac{\partial U}{\partial \tau}\bigg|_{h=0} \qquad (4.33)$$

La integral con respecto a τ da como resultado el cambio de n:

$$\Delta \equiv n - n_i = 4\pi U\big|_{h=0} . \qquad (4.34)$$

IV.3.1 Solución de Orden Cero

La ecuación de orden cero y las condiciones iniciales y de frontera apropiadas son

$$\frac{\partial^2 U}{\partial h^2} - \frac{1}{D}\frac{\partial U_0}{\partial \tau} = 0 ,$$

$$U_0(h,0) = 0 ,$$

$$\lim_{h \to \infty} \frac{\partial U_0}{\partial h} = 0 ,$$

$$\frac{\partial U_0}{\partial h}\bigg|_{h=0} = c_s - c_i \quad F(\tau)$$

La solucion (Eller y Flynn, 1965) por transformada de Laplace es:

$$\Delta \quad 4(\pi D) \int \tau' \; F(\tau - \tau') d\tau' \qquad (4.35)$$

IV.3.2 Solución de Primer Orden

El término de primer orden se determina con las siguientes ecuaciones y condiciones:

$$D\frac{\partial^2 U_1}{\partial h^2}-\frac{\partial U}{\partial h}=-\frac{4Dh}{R^2}\frac{\partial^2 U_0}{\partial h^2}=-W(h,\tau), \quad \text{(4.36)}$$

$$U_1(h,0)=0$$

$$\lim_{h\to\infty}\frac{\partial U}{\partial h}=0, \quad \left.\frac{\partial U_1}{\partial h}\right|_{h=0}=0. \quad \text{(4.37)}$$

La condición de frontera $\partial U_1/\partial h|_{h=0}=0$ viene del hecho de que la condición de frontera completa $\partial U/\partial h|_{h=0}=(\partial/\partial h)(U_0+U_1+\ldots)|_{h=0}=F$ ya ha sido satisfecha por la condición del término de orden cero $\partial U_0/\partial h|_{h=0}=F$

El termino de primer orden esta dado por

$$U_1=\int_0\int_0^{\tau}W(h',\tau')g(h,\tau,h',\tau')dh'd\tau' \quad \text{(4.38)}$$

donde g es una función de Green adecuada que está dada por

$$g(h,\tau,h',\tau')=2[\pi D(\tau-\tau')]^{-\frac{1}{2}}\left[e^{[illegible]}+e^{[illegible]}\right].$$

Finalmente Eller y Flynn (1965) llegan a la solucion para la correcion de primer orden de [illegible]

$$\Delta_1 = 32D\int_0^{\tau}\frac{d\tau'(\tau-\tau')^{\frac{1}{2}}}{R^3(\tau')}\int_0^{\tau'}F(\tau'')\frac{d}{d\tau''}\left[\frac{(\tau'-\tau'')^{\frac{3}{2}}}{\tau-\tau''}\right]d\tau''. \qquad (4.39)$$

Aquí no tienen restricciones las funciones R ni F (definida en el Ecuación 4.35)

IV.3.3 Límite de Frecuencias Altas

El cambio n-n_1, Δ, en el número de moles de gas en la burbuja como función de τ se puede encontrar por aproximación sumando las soluciones de primer y segundo orden Δ_0 y Δ_1. Esta forma de la solución contiene la suficiente información útil requerida, pues el cambio en n sólo interesa para lapsos grandes. Si se superponen estos pequeños cambios en el tiempo a gran escala, éstos se vuelven detalles que son pequeños en cualquier intervalo de tiempo Los detalles finos son pequeños porque el proceso de difusión es muy lento y no responde a variaciones rápidas, por lo que en un solo período oscilatorio únicamente se verá el efecto muy pequeño de la difusion. Por esto es conveniente obtener una solución en la que se desprecien estas pequeñas variaciones y únicamente quede la solución de gran escala de tiempo.

Esta solucion suavizada se llama aproximacion de "alta" frecuencia Eller y Flynn (1965) encontraron que ésta es válida si la frecuencia es lo suficientemente alta como para que el radio adimensional sea mucho menor a uno, es decir,

$$\frac{\left(\frac{D}{\omega}\right)^{\frac{1}{2}}}{R} \ll 1$$

Si por ejemplo: R_n es igual a 10^{-3} cm y D, a 10^{-5} cm^2/s, entonces el radio es menor a 10^{-2} si ω es mayor que 10^5 *rad/seg*. Para esta burbuja, la frecuencia "alta" sería una frecuencia mayor a 20 *kHz/seg*,

Para obtener la forma asintótica de la solución se supone que $R(t)$ es periódica con un "periodo de burbuja" T_b. que es una pequeña integral múltiple de periodo del campo oscilatorio aplicado.

Puesto que R es una función periódica de tiempo t con frecuencia angular fundamental $\omega_b = 2\pi / T_b$, también es una función periódica del tiempo transformado, τ, con periodo τ_0.

La frecuencia angular $\nu = 2\pi / \tau_0$ asociada con τ difiere de ω_b por un factor del orden de $R_n^{\,4}$, por lo tanto $\nu \approx \omega_b / R_n^4$. La función $F(\tau)$ tambien es una función periódica de τ con frecuencia angular ν. Entonces F se puede representar por series de Fourier que consisten de un promedio de término F_0 y varias terminos oscilatorios de la forma $F_k e^{ik\nu\tau}$

F_0 esta dada por

$$F_0 = \left(\frac{1}{\tau_0}\right)\int_0^{\tau_0} F(\tau)\,d\tau \qquad (4.40)$$

que es el promedio de (τ) sobre un periodo. τ_0 representa el valor de τ para un periodo de una burbuja $t = T_b$. Cambiando la variable de integracion queda

$$F_0 = \frac{1}{\tau_0}\int_0^{T_b} R^4 F dt = \frac{R_n^4 T_b}{\tau_0} c_{sn} B\left(\frac{A}{B} - \frac{c_\infty}{c_{sn}}\right). \qquad (4.41)$$

donde A y B son funciones definidas como

$$A = \frac{1}{T_b}\int_0^{T_b} \frac{R}{R_n} dt \qquad (4.42)$$

$$B = \frac{1}{T_b}\int_0^{T_b} \left(\frac{R}{R_r}\right)^4 dt \qquad (4.43)$$

Además,

$$\tau_0 = \int_0^{t_r} R^4 dt = R_r^4 T_b B,$$

de ahí que

$$F_0 = c_{sn}\left(\frac{A}{B} - \frac{c_\infty}{c_{sn}}\right) \qquad (4.44)$$

El límite de "alta" frecuencia para la solución de orden cero Δ_0 se encuentra reemplazando a $F(\tau)$ por su representación de Fourier. La contribución del término de promedio F_0 es $8(\pi D\tau)^{1/2}F_0$

Usando aproximaciones $\tau \approx R_r^4 tB$, la expresión se convierte a

$$8(\pi D t)^{1/2} R_r^2 B^{1/2} c_{sn}\left(\frac{c_\infty}{c_{sn}} - \frac{A}{B}\right) \qquad (4.45)$$

La contribución de una término oscilatorio tiene la forma

$$-4(D\pi)^{\frac{1}{2}} F_k e^{-ik\nu\tau} d\tau' \int_0^{\tau} t'^{-\frac{1}{2}} e^{ik\nu\tau'} d\tau' . \qquad (4.46)$$

Para valores grandes de τ, esta expresión es aproximadamente

$$-4F_k \pi(1+i)\left(\frac{D}{2k\nu}\right)^{\frac{1}{2}} e^{-ik\nu\tau} . \qquad (4.47)$$

En un tiempo muy grande estos términos son oscilatorios y no tienen contribución acumulativa a Δ_0. Su magnitud está dada por la razón adimensional

$$\frac{\left(D/\omega\right)^{\frac{1}{2}}}{R_n}$$

la cual se vuelve muy pequeña a frecuencias altas

Las altas frecuencias de la solución de primer orden Δ_1 se puede encontrar de manera similar. El término $1/R^3$ también se representa por series de Fourier con el mismo contenido de frecuencias de las series de F.

El valor promedio de $1/R^3$ es

$$\frac{1}{\tau_0}\int_0^{\tau_0} \frac{1}{R^3}\, d\tau = \frac{R_n}{\tau_0}\int_0^{t_0} \frac{R}{R_n}\, dt = \frac{1}{R_n^3}\,\frac{A}{B} . \qquad (4.48)$$

La contribución a Δ_1 de F_0 y del promedio de $1/R^3$ es

$$\frac{32D}{R}\, F_0\, \frac{1}{B} \int_0 \ldots (\tau \quad) \, d\tau' \quad \frac{16DtF_0}{R}\,\frac{1}{B} \quad 6\pi D t R_c \ldots \left(\ldots \frac{1}{B} \right) \qquad (4.49)$$

Todas las contribuciones a Δ_1 provenientes de términos oscilatorios se desvanecen en los límites de las altas frecuencias

En el límite de "altas" frecuencias, la cantidad de gas en la burbuja, de acuerdo a los términos de orden cero y uno está dada por

$$\Delta = n - n_{s} = \left[8(\pi Dt)^{\frac{1}{2}} R_n^2 B^{\frac{1}{2}} + 4\pi Dt R_r A\right] c_{sn}\left(\frac{c_{\infty}}{c_{sn}} - \frac{A}{B}\right) \qquad (4.50)$$

La derivada con respecto al tiempo de esta expresión da la tasa promedio de cambio de n, de acuerdo a las soluciones de orden cero y primer orden.

$$\frac{dn}{dt} = 4\pi r_r D\left[A + R_r\left(\frac{B}{\pi Dt}\right)^{\frac{1}{2}}\right] c_{sn}\left(\frac{c_{\infty}}{c_{sn}} - \frac{A}{B}\right). \qquad (4.51)$$

En el caso de la burbuja estática, para la cual R/R_n es igual a 1, los parámetros A y B son iguales a 1, lo que concuerda con la solución del problema estático, Ec. (4).

En el límite de "altas" frecuencias la solución al problema dinámico tiene la misma forma que la solución al problema estático, excepto por la introducción de los dos parámetros A y B. Estos parámetros son la medida de la salida del problema del caso estático. Toda la complejidad del problema dinámico se reduce a la determinación de ellos

IV. 4 Difusión Rectificada en Sistemas Magmáticos

Para sistemas Magmáticos de alta temperatura y presión, la ecuación de Redlich-Kwong (MRK) de estado para material volátil es

$$P = \frac{R_G T}{v-b} - \frac{a}{\left(v^2 + bv\right)T^{\frac{1}{2}}} = \frac{RT}{\frac{V}{n} - b} - \frac{a}{\left[\left(\frac{V}{n}\right)^2 + \frac{bV}{n}\right]T^{\frac{1}{2}}} \qquad (4.52)$$

donde P es la presión, T es la temperatura, V es el volumen de la burbuja, n es el número de moles, R_G es la constante de gas ideal, v es el volumen molar ($v=V/n$), a es una función empírica de temperatura, y b es una constante, también empírica.

Brodsky et al (1998) sacan la derivada de la ecuación anterior con respecto al tiempo y obtienen la expresión del cambio de presión en términos de $\dot{P}$ y $\dot{n}$.

$$\dot{P} = \frac{n\dot{V} - \dot{n}V}{n^2}\left[\frac{-R_G T}{(v-b)^2} + \frac{a(2v+b)}{\left(v^2 + bv\right)^2 T^{\frac{1}{2}}}\right]. \qquad (4.53)$$

Puesto que

$$\dot{n} = \frac{\dot{m}}{M_v} \qquad (4.54)$$

donde M_v es el peso molecular de los volátiles y $\dot{m}$ es la tasa de adición de masa debido a la difusión rectificada

Brodsky et al (1998) obtuvieron el flujo de masa debido a la difusión rectificada

$$\dot{m} = 24\pi D c_s R_0 \delta^2, \qquad (4.55)$$

donde D es la difusividad, c_s es la concentración de volátiles a presión del medio ambiente en el magma lejos de la burbuja, δ es la amplitud de la onda de deformación, y R_0 es el radio de la burbuja. En un sistema natural, δ es la amplitud de las ondas sísmicas en el cuerpo magmático pues la mayor parte de la compresión de la solución magma-volátiles ocurre en las burbujas.

Para obtener la tasa de cambio del volumen de una burbuja sola $\dot{V}$, se debe tener en cuenta la conservación del volumen del sistema completo, V_S,

$$\dot{V}_S = \dot{V}_M + N\dot{V}, \qquad (4.56)$$

donde V_M es el volumen del magma, y N es el número de burbujas en el sistema. $\dot{V}_S$ no puede ser cero debido a los dos procesos diferentes: (i) fuga de fluido (magma y volátiles) fuera del sistema y (ii) deformación de las paredes de la cámara magmática.

La importancia del proceso de la fuga de fluido se puede calcular haciendo la suposición que el fluido se cuela fuera de la cámara siguiendo la Ley de Darcy de flujo a través de un medio poroso. La razón de tiempo que pasa desde la excitación del sismo dividido por un tiempo característico de colación provee una medida para la fuga de material. Este radio es

$$\frac{\Delta P(k\ \mu_f)t}{l},$$

donde k es la permeabilidad, μ_l es la viscosidad, L es la longitud característica del cuerpo magmático y t es el tiempo. Valores típicos de k son del orden de milidarcys (10^{-15} m^2) y L se supone que es mínimo 100 m. Si hay fuga de vapor, como su viscosidad es baja, no afectará a la presión, sino hasta después de 100 días. Durante un terremoto, la colación de material es despreciable y no es relevante para el balance de masa.

La deformación de las paredes se puede evaluar suponiendo que las paredes de la cámara están comprimidas elásticamente por el incremento de presión en el sistema. Por facilidad, Brodsky et al (1989) simplificó la geometría de la cámara a una esfera.

$$\frac{U_R}{L} = \frac{P}{4G} \qquad (4.57)$$

U_R es el desplazamiento radial, L es el radio de la cámara magmática, y G es el módulo de corte de la roca que predomina. Así, la contribución elástica al cambio en V_S es

$$V_S = \frac{\pi L^3}{G} P \qquad (4.58)$$

Cuando se incrementa la presión, el magma también se comprime elásticamente, y el cambio del volumen del magma es

$$V_M = \alpha V_M P \qquad (4.59)$$

donde α es la compresibilidad isotérmica del magma

$$\alpha = \frac{1}{V}\left(\frac{\partial V}{\partial P}\right)_T$$

Finalmente, combinando las ecuaciones 4.53, 4.56, 4.58 y 4.59

$$P\left(1 - \frac{V_S\left[\frac{3}{4}\frac{1}{G} - \alpha(1-\phi)\right]}{Nn}A\right) = \frac{-V\dot{n}}{n^2}A\,, \qquad (4.60)$$

donde

$$A = \frac{-RT}{(v-b)^2} + \frac{a(2v+b)}{(v^2+bv)^2 T^{\frac{1}{2}}} \qquad (4.61)$$

y la porosidad ϕ se define como

$$\phi = \frac{NV}{V_S}\,, \qquad (4.62)$$

donde N es el número de burbujas en el sistema, V es el volumen de gas en la zona de burbujas y V_S es el volumen del sistema completo

Si el término

$$-\frac{V_S\left[\frac{3}{4}\frac{1}{G} - \beta(1-\phi)\right]}{Nn}A \qquad (4.63)$$

es mucho menor que 1, el cambio de volumen de las burbujas es despreciable

Este criterio se puede rescribir en términos de la porosidad ϕ

$$\phi \ll \phi_c = \frac{vA\left(\frac{3}{4}\frac{1}{G} - \beta\right)}{1 + A\beta}\,, \qquad (4.64)$$

donde ϕ_0 es la porosidad de umbral Esta ecuación explica por qué una sola burbuja no incrementa la presión en una cámara magmática. Si existen pocas burbujas, la compresibilidad del magma y de la roca que la rodea permite que las burbujas cambien de tamaño y el cambio en la presión es pequeño. Los valores de esta ecuación depende de la química de los volátiles y de la presión del ambiente.

Si se satisface el umbral de porosidad entonces

$$P = \frac{-n}{n} v \left[\frac{-RT}{(v-b)^2} + \frac{a(2v+b)}{(v^2+bv)^2 T^{\frac{1}{2}}} \right]. \qquad (4.65)$$

Si supone que las variaciones después del estado inicial son pequeñas. $v=v_0$ y $n=n_0$,

donde n_0 está dado por

$$n_0 = \frac{4\pi r_0^3 \rho}{3M} \qquad (4.66)$$

y ρ es la densidad inicial de la burbuja, entonces se puede lienalizar la Ecuación 4 65 quedando

$$P = \frac{18 D c_s \delta^3}{r_0^2 \rho} v_0 \left[\frac{-RT}{(v_0-b)^2} + \frac{a(2v_0+b)}{(v_0^2+bv_0)^2 T^{\frac{1}{2}}} \right]. \qquad (4.67)$$

Esta P se puede calcular facilmente de esta ecuación para cualquier condición de P, T Si a y b fueran cero, entonces la ecuacion de estado se reduciria a la Ley del gas ideal. La parte derecha de esta ecuacion seria constante y entonces la presion que se alcanza al final dependería linealmente de la duración del movimiento sísmico

Derivando la ecuación de estado de vapor,

$$PV_v = nRT\,, \qquad (4.68)$$

con respecto al tiempo, obtenemos

$$\frac{P}{P_0} = -\frac{V_v}{V_{v0}} + \frac{n}{n_0}\,. \qquad (4.69)$$

El cambio de volumen de la burbuja, V_v, se debe a la fuga de material hacia fuera de la zona presurizada Suponiendo que las burbujas se encuentran uniformemente distribuidas en toda la región de burbujas, y así se puede tratar la fase triple (roca, líquido y vapor) como una región continua

Haciendo la suposición de que no se crean ni se destruyen burbujas durante el terremoto (\ cte)

y sabiendo que

$$\frac{n}{n} \quad \frac{k}{R_0^3}$$

obtenemos que

$$\frac{P}{P} \quad \frac{V}{V} \cdot \frac{k}{R^3} \qquad (4\ 70)$$

donde V es el volumen de gas en la zona de burbujas, siendo igual a $V=NV_b$

La difusividad D y la concentración c_s se pueden estimar de valores experimentales como funciones de la presión y temperatura de cierta composición de volátiles en un magma. La presión final depende del cuadrado del radio de la burbuja, R_0, y de la amplitud de la onda de corte, δ.

IV.4.1 Concentración de Volátiles

Hsieh y Plesset (1961) obtuvieron la ecuación del flujo de masa asumiendo que la solución de gas estaba saturada Según Brodsky et al (1998). para las soluciones que están supersaturadas o subsaturadas, se debe superponer el flujo debido a la difusión ordinaria en el flujo de la difusión rectificada Aunque Eller y Flynn (1965) propusieron un umbral, éste fue obtenido como función de la concentración Brodsky et al (1998) obtuvieron el umbral de la presión igualando el flujo de masa debido a la difusión ordinaria al de la difusión rectificada, y es aproximadamente

$$4\pi D r_0\left[c_\infty - c_s\left(1+\frac{2\sigma_l}{R_0 P_0}\right)\right]. \qquad (4.71)$$

Así, el flujo total de masa hacia dentro de la burbuja debido a la difusión rectificada y la ordinaria es

$$\dot{m} = 4\pi D R_0\left[c_\infty - c_s\left(1+\frac{2\sigma_l}{r_0 P_0}\right)\right] + 24\pi D c_s R_0 \delta \qquad (4.72)$$

Para que la presión aumente esta cantidad tiene que ser positiva

IV.4.1.1 Umbral para la Difusión Rectificada

La difusión rectificada compite con la difusión ordinaria de gas hacia fuera de la burbuja La burbuja crecerá sólo si la amplitud de la presión excede el valor del umbral.

El umbral de la presión es la presión del campo oscilatorio en la cual el promedio de la difusión es cero. Para una concentración dada, c_0, de gas en la solución, la burbuja crecerá si la presión es mayor que su valor de umbral

Eller y Flynn (1965) llegaron a la expresión del umbral que está dado por

$$\frac{c_\infty}{c_0} = \left[1 + \frac{2\sigma_l}{R_0 P_0}\right]\frac{A}{B}. \qquad (4\ 73)$$

A y B se determinan por soluciones de la ecuación de movimiento, y por lo tanto son dependientes del tamaño de la burbuja, de la frecuencia de la presión y de la amplitud de la presión del campo oscilatorio, P_A, R_0 y ω Eller (1969) afirma que también depende de la cantidad de gas en el líquido

Brodsky et al (1998) llegan a la expresión del umbral como

$$\frac{c_t}{c_0} \approx \left(1 + \frac{2\sigma_l}{R_0 P_0}\right) - 6\delta^2 \qquad (4\ 74)$$

Puesto que las deformaciones dinámicas empleadas en estos problemas son muy pequeñas del orden de 10 [illegible], el termino $6\delta^2$ se puede despreciar y el fluido debe estar supersaturado de volatiles Como aumenta la presion la solubilidad de los volátiles también aumenta, que se traduce como que c_s crece en el tiempo como se muestra en la Figura 4.2

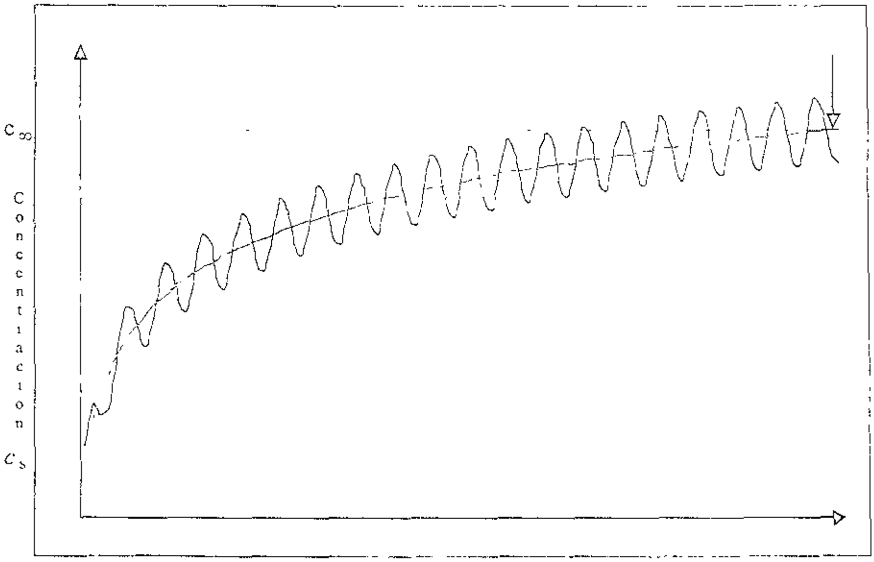

Figura 4 2. Esquema del cambio de la solubilidad con la presión La curva sinusoidal representa la concentración en la pared de la burbuja La línea horizontal representa la concentración C_∞ lejos de la burbuja y la curva que se acerca asintóticamente a la horizontal indica la concentración de saturación C_s que se incrementa conforme se eleva la presión.

Por lo tanto, la razón c_∞/c_s disminuye, y si su valor llega a caer por debajo del umbral de la ecuación anterior, el flujo por difusión ordinaria hacia el exterior de la burbuja sería mayor que el de la difusión rectificada hacia el interior, así, la presión deja de aumentar. En otras palabras, cuando la concentración de saturación c_s rebasa a la concentración del campo lejano c_∞ por $\sim 6\delta^2$, la solución se vuelve subsaturada y se detiene la difusión rectificada

De acuerdo con Brodsky et al (1998) es posible suponer que para los sistemas magmáticos con CO_2 la concentración de volátiles c_s es linealmente proporcional a la presión P. La supersaturación inicial x se puede considerar como

$$c_{\infty} = (1 + x) c_S^0 \qquad (4.75)$$

y como la concentración inicial, c_s^0, es proporcional a la presión inicial, P_0, y la concentración final, c_s, es proporcional a la presión final, $\Delta P - P_0$, el lado izquierdo de la ecuación del umbral se puede escribir como

$$\frac{c_{\infty}}{c_s} = \frac{(1+x)P_0}{P_0 + \Delta P}. \qquad (4.76)$$

Por lo tanto el incremento máximo ΔP en la presión es:

$$\Delta P < P_0 \left(-1 + \frac{1+x}{-6\delta^2 + \left(1 + \frac{2\sigma_l}{R_0 P_0}\right)} \right) \qquad (4.77)$$

Si el sistema está supersaturado entonces se puede suponer que

$$1 >> x >> \frac{2\sigma_l}{R_0 P_0} - 6\delta^2, \qquad (4.78)$$

entonces se podría rescribir como

$$\Delta P \quad x P_0 \qquad (4.79)$$

De acuerdo con Brodsky et al (1998) esta ecuación es apropiada para los sistemas magmáticos con CO_2, sin embargo, la concentración del agua en magma a muy bajas presiones no es linealmente proporcional con la presión Para este caso la concentración c_s es proporcional a $P^{1/2}$

El máximo incremento en la presión para una supersaturación inicial dada es un poco mayor para el agua en el magma, y está limitado por

$$\Delta P < P_0\left[-1+\left(\frac{1+x}{-6\delta^2+\left(1+\frac{2\sigma_i}{R_0 P_0}\right)}\right)^2\right] \qquad (4.80)$$

Usando la misma aproximación que antes, se puede rescribir como

$$\Delta P < 2xP_0 . \qquad (4.81)$$

Como se puede observar, en ambos casos ΔP está limitado por el nivel de supersaturación inicial

Cuando se presenta un sismo cuyas ondas atraviesan el sistema magmático, se presenta también un incremento en el flujo de masa sin compensar Aun cuando el flujo de masa hacia dentro de las burbujas debido a la difusion rectificada sea muy pequeño en comparación con la difusión ordinaria, la excitacion es tan rápida que no permite que haya una pérdida compensatoria de volatiles, por lo tanto, la presión se incrementa

En un cuerpo magmático heterogéneo con altos niveles de convección se presentan distintas fases Puede haber regiones donde se lleve a cabo cristalizacion y otras que esten reabsorviendo minerales Como el supuesto es que el sistema se encuentre cerca de hacer erupción, mientras mas cerca esté de producirse la erupción, se presentan con más frecuencia las regiones de recristalización que posteriormente harán ebullición y por lo tanto también es más frecuente el crecimiento de las burbujas.

Durante las estadías previas a la erupción pueden existir algunas regiones del magma en las que recientemente hayan pasado a un estado de supersaturación y con burbujas presentes. Estas regiones son donde se puede producir la difusión rectificada. Este escenario es importante para entender la importancia de los requisitos para disparar una erupción por compresión dinámica La difusión rectificada es un mecanismo de disparo. Es posible que el volcán haga erupción aun sin la presencia del sismo regional Los sismos regionales simplemente aceleran el proceso Tampoco es necesario que el cuerpo magmático esté completamente lleno de burbujas para que se lleve a cabo la difusión rectificada

Mientras que una región cuente con las suficientes burbujas para sobrepasar el umbral de la porosidad, cuando se normaliza por el volumen total del cuerpo magmático, la difusión rectificada puede ser un mecanismo eficaz para elevar la presión de todo el sistema

IV.4.2 Implicaciones Físicas

La tasa de incremento de presión es muy sensible al radio de la burbuja En un sistema de burbujas múltiple, se puede calcular un radio efectivo para todo el sistema magmático El total del cambio de volumen de todas las burbujas presentes es igual al cambio de volumen de V burbujas de un radio efectivo R_{eff}. En términos del radio promedio $\bar{R}$ y radio cúbico promedio $\bar{R}^3$ el radio efectivo es

$$R_{eff} = \sqrt{\frac{\overline{R^3}}{\overline{R}}} . \qquad (4.82)$$

El radio crítico que sugiere Brodsky et al (1998) es de 10^{-6} m.

La tasa del incremento de la presión es muy sensible a la amplitud de la deformación dinámica, δ, en la región de las burbujas. Las estimaciones convencionales de la compresión dinámica a partir de sismos regionales se llevan a cabo para la medición de las amplitudes de la roca, δ_R, y por lo tanto no son para la compresión en el cuerpo magmático δ. Si se calcula δ a partir de δ_R, inevitablemente conlleva mucha incertidumbre. Brodsky propone que bajo ciertas condiciones $\delta \sim 10\,\delta_R$.

Para terremotos muy fuertes la amplitud de las ondas de alta frecuencia depende principalmente de la distancia (Brodsky, 1998), y no de la magnitud. Se emplea la siguiente relación para obtener las deformaciones en la zona de roca del volcán

$$\delta_R = \delta_M \left(\frac{r_M}{r} \right)^p , \qquad (4.83)$$

donde δ_R y δ_M son las deformaciones máximas del sismo de interés y el de Michoacán de septiembre de 1985, respectivamente. El exponente p es un factor de escala que va de 0.13 [illegible] 0.8 que depende de la frecuencia (Houston y Kanamori, 1990). La deformación dinámica δ_M es igual a [illegible] es igual a 35 [illegible]

Para terremotos de gran magnitud la duración de la exitación Δt, sirve como un escalamiento proporcional a la duración de la ruptura L/V, donde L es la longitud de la falla y V es la velocidad de ruptura Usando la relación para escalamiento convencional de M_W a 2 log L (Brodsky 1998) se obtiene la duración del sismo en segundos

$$\Delta t = \frac{1}{2}\left(10^{\frac{M_w - 9.5}{2}} \frac{1000}{2.9}\right), \qquad (4.84)$$

donde se supone que la velocidad de ruptura es de 2 9 km·s^{-1}.

IV.5 Experimento

IV.5.1 Caída de Esfuerzo Estático y Desplazamientos

Se empleó el programa DIS3D[1] para modelar los cambios en el estado de esfuerzo regional y de desplazamientos en las zonas del volcán y de la ciudad de Puebla. El DIS3D es un programa basado en sistema UNIX que sirve para modelar el cambio del estado de esfuerzos, desplazamiento y deformaciones producidos por un sismo de acuerdo a las características de la falla. Los parámetros que se introdujeron al programa se listan en laTabla 4.2.

Tabla 4.2 Parámetros de falla del sismo de Tehuacan (de Singh, et al, 1999).

Parámetro	Valor
Latitud	18 58°
Longitud	-97 05°
Profundidad	59 7 km
M_0	$3\,4 \times 10^{26}$ dyn cm
Rumbo	310°
Echado	43°
Ángulo de deslizamiento	-84°
Desplazamiento	1 3 m
Radio de Ruptura	77 km

En la Figura 4 3 se muestran los seis componentes principales del tensor de los cambios del esfuerzo regional, las coordenadas son $x_1{}^g$ va en dirección Norte - Sur, y $x_2{}^g$ va en dirección Este – Oeste; ambas están dadas en kilómetros En la Figura 4 3a, se muestra σ_{11}, en la Figura 4 3b σ_{12}, en la Figura 4 3c σ_{13}, en la

[1] El programa DIS3D calcula el desplazamiento, deformaciones y esfuerzos debido al movimiento de un deslizamiento lateral y/o de echado en un número cualquiera de planos de dislocación rectangulares en un semiespacio lineal elástico. El semiespacio se idealiza como isotrópico homogéneo [illegible] Poisson [illegible] con un módulo de corte G. El DIS3D es un [illegible]

Figura 4.3d σ_2, en la Figura 4.3e σ_{23} y en la Figura 4.3f σ_3. Se observa que sólo existe variación en σ_1 y en σ_2. Las demás componentes del tensor son nulas. En la Figura 4.4 las coordenadas son las mismas que en la figura anterior pero en ésta se muestra la magnitud del desplazamiento modelado del terreno en sus tres componentes, en la Figura 4.4a se modela U_1, en la Figura 4.4b se presenta U_2 y en la Figura 4.4c a U_3. El volcán se encuentra en la coordenada (0, 0), Puebla en la coordenada (45, 0) y el epicentro está localizado en (110, -91).

Los resultados de estas dos figuras muestran que la caída de esfuerzos y desplazamientos son muy bajos en la zona del volcán. Estos resultados muestran que en la ciudad de Puebla tampoco hubo grandes cambios en el esfuerzo ni los desplazamientos fueron considerables. Sin embargo, los daños registrados en Puebla son muchos, debidos principalmente a las aceleraciones producidas por el sismo, no por el cambio en el sistema de esfuerzos de la región

completamente tridimensional que calcula los campos elásticos en los puntos de observación [illegible]

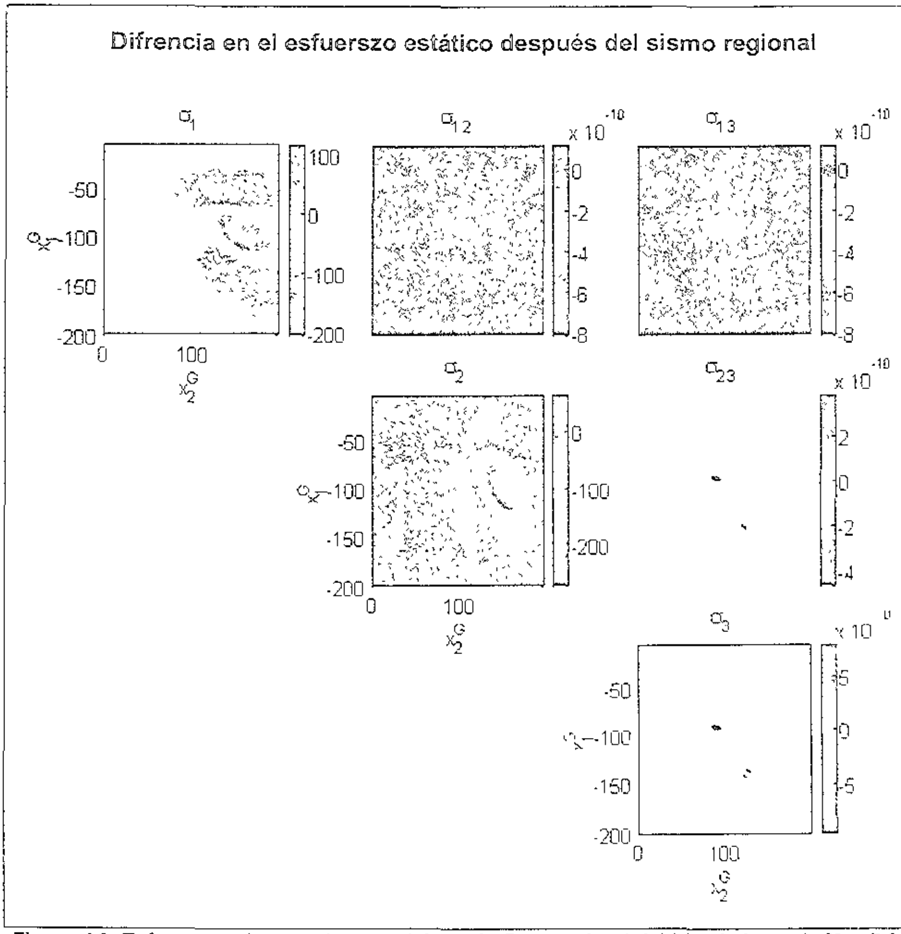

Figura 4 3. Esfuerzo estático en la zona del volcán Popocatépetl debido al sismo de Mw=7.0 del 15 de junio de 1999. El volcán se encuentra en el origen

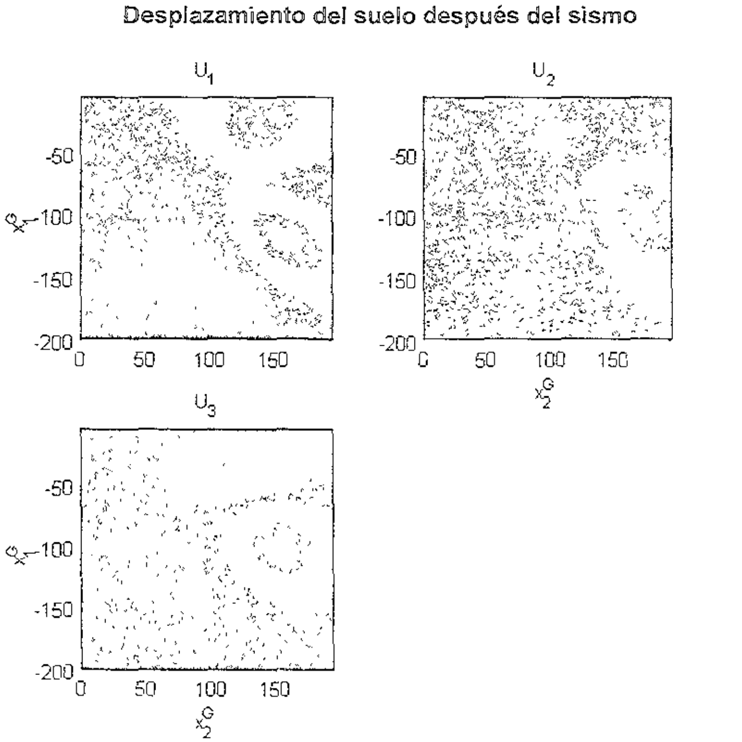

Figura 4.4 Desplazamientos del terreno después del sismo regional de Tehuacán

Estos resultados indican que el cambio de esfuerzos en la región no es un factor que haya podido influir para disparar el enjambre sísmico del 16 de junio, como ocurre en otros lugares. por ejemplo en el borde de la placa de Filipinas en que los sismos afectan al estado de esfuerzos de la región y éstos producen enjambres sísmicos en la zona (Kanamori, H 1971) Debido a que la caída de esfuerzo no es un factor que se pueda considerar como detonador del enjambre sísmico, fue necesario buscar otro

IV.5.2 Aceleraciones

Las aceleraciones que se registraron en Puebla fueron de hasta 270 cm/s^2 (Singh et al, 1999). La distancia hipocentral a Puebla es de 139 km, mientras que para el volcán es de 147 km, es decir, solo 8 km de diferencia en la distancia radial. lo que significa que por distancia, no hay mucha atenuación entre la ciudad de Puebla y el volcán Popocatépetl. En cuanto a la diferencia angular entre Puebla y el volcán, es de 12°, por lo que, tomando en cuenta la distancia hipocentral, azimut y directividad del sismo regional, no hay gran variación en las componentes de las ondas sísmicas entre la ciudad de Puebla y el volcán. La aceleración máxima que se registró en el Popocatépetl fue de 56 cm/s^2, directamente leído del acelerograma de la estación de Tlkamacas.

El sismo tiene una clara directividad al noroeste (Singh, et al., 1999) La ciudad de Puebla se localiza sobre una capa de roca de origen lacustre, lo que pudo haber influido para que las ondas sísmicas se amplificaran y produjeran las aceleraciones tan altas que se observaron. El fenómeno que se presentó en el volcán fue similar, pues las ondas sísmicas pasaron de medio rocoso y rígido (edifico volcánico) a uno semifluido y de menor densidad (cuerpo magmático, por lo que en el magma, las ondas sísmicas son un factor importante en el comportamiento del volcán durante las horas siguientes al sismo

El fenómeno que se encontró que podía satisfacer las condiciones y los procesos necesarios para detonar el enjambre sísmico fue la difusión rectificada, para lo cual es necesario tomar en cuenta la distancia hipocentral y el espectro de frecuencias del sismo regional registrado en el volcán.

De las estaciones cercanas al volcán, únicamente la de Tlamacas registra los sismos en aceleración; todas las demás estaciones están ajustadas para medir microsismos producidos por el volcán. Por esta razón es que únicamente se pudo obtener el acelerograma de esa estación y de la estación PPM, y de ésta, sólo dos componentes, E-W y Z, pues en la componente N-S únicamente se obtuvo ruido

El acelerograma se convirtió a desplazamientos (Figura 4 5) con un programa en MATLAB, dividiendo el espectro de amplitudes por $(-i2\pi)$ para convertir a velocidades y repitiendo el proceso para convertir a desplazamientos. De este sismograma y su representación en frecuencias se obtuvieron los datos necesarios para hacer los cálculos de las Ecuaciones 4.83 y 4 84 y que los resultados se comparen con los de ellos, los cuales afirman que son necesarios para que un sismo con ciertas características pueda provocar un cambio en la presión del magma y producir desde un enjambre sísmico (como el observado) hasta una erupción.

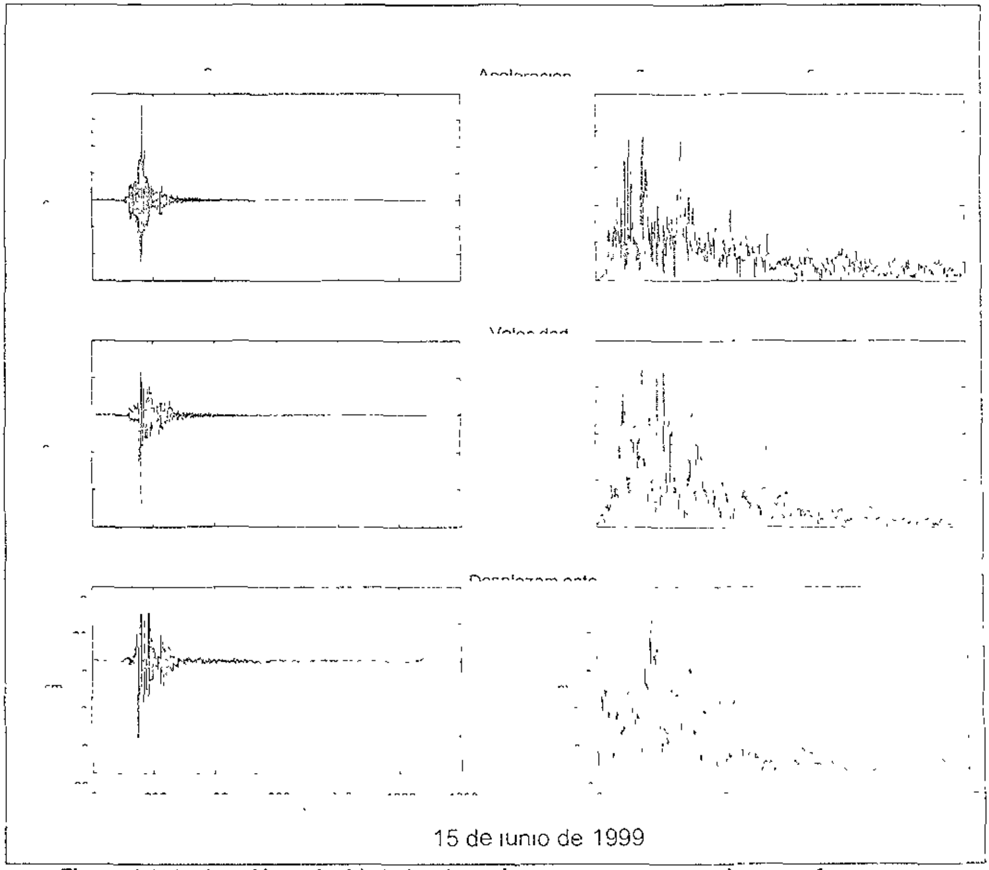

Figura 4.5. Aceleración, velocidad, desplazamiento y sus representaciones en frecuencias del sismo regional, estacion de Tlamacas V

La amplitud máxima que se puede leer en el registro de desplazamiento fue de 5 2 cm en la dirección

El factor de corrección p se calculo en 0 61, la distancia hipocentral al volcan, r, es igual a 142 km, la distancia hipocentral del sismo de Michoacán para el escalamiento es de 35 km y la amplitud de la deformacion δ_N 1 81×10

Estos datos se usaron en la Ecuación 4.83 para comparar con la δ_{hr} que proponen Brodsky et al (1998). Ésta es de 1.975×10^{-5}. La δ_{hi} que se obtuvo en este caso fue de $\delta_{hi} = 1.99202\times10^{-5}$, muy similar a la de Brodsky et al (1985). Lo que significa que la amplitud con la que llegan las ondas al volcán es muy similar a la de los casos en que la difusión rectificada ha funcionado como disparador de eventos volcánicos.

La duración Δt se determinó, de acuerdo a la Ecuación 4.84, en 9.69 s. Tremores que pueden inducir actividad volcánica, como erupciones y sismicidad, se han registrado de 3 5 días en adelante (Brodsky et al, 1998). Debido a que la deformación dinámica de los tremores es de 2 a 6 órdenes de magnitud menor que las de este sismo, es suficiente con que la duración Δt sea menor de 4 a 12 órdenes de magnitud, lo que sí se cumple.

Tabla 4.3. Valores calculados para Disparo de Erupciones. Las deformaciones δ_1 y δ_2 son los límites superiores de la deformación fuera del cuerpo *magmático. Δt es la duración del* sismo en segundos. Brodsky et al, 1998.

Número	Volcan	$\delta_1 x10^5$	$\delta_2 x10^5$	Δt
1	Robinson Crusoe	1.2	0 42	55
2	Minchinmavida	1 2	0 41	55
3	Cerro Yanteles	1 2	0 37	55
4	Peteroa	1 7	0 80	55
5	Liamuiga	2 6	1 6	49
6	Sin nombrar (15.97°N, 61.43° W)	2 7	1 8	49
7	*Llullaillaco*	1 3	0 50	55
8	Ambrym	1 9	0 92	35
9	Grupo Karpinsky	1 5	0 60	44
10	Caldera Tao-Rusy	1 4	0 5	44
11	Puyahc	1.9	0 96	173

Para el sismo de Oaxaca de M_W 7.4 del 30 de septiembre de 1999, que se localizo a 250 km del volcán, los resultados fueron δ_1 $1.287\times10^{[illegible]}$, Δt [illegible], que principalmente se relaciona con la magnitud del sismo (Brodsky et al 1998)

Aunque el Δt sí es válido para que se lleve a cabo la difusión rectificada en un sistema magmático como el del Popocatépetl, el factor de la frecuencia y la distancia, no son lo suficientemente cercanos al valor esperado para que se lleve a cabo la difusión rectificada. Por lo anterior, se concluye que el sismo de Oaxaca estuvo por debajo del límite de deformaciones requeridos para que se presentara la difusión rectificada en el volcán, por lo que no hubo el suficiente aumento de presión para producir otro enjambre sísmico.

CONCLUSIONES

La probabilidad de que aleatoriamente ocurriera un evento con 35 sismos VT en menos de 24 horas es casi nula, puesto que el comportamiento sísmico del volcán sigue una función de probabilidad poissoniana; por lo que un evento externo tuvo que influir para producir el enjambre sísmico. El nivel de SO_2 también muestra una correlación muy buena con el sismo regional, pues desde 80 días antes el promedio del nivel era muy bajo y las mediciones de dos días después muestran que éste aumentó de 1200 en promedio, hasta 8600 toneladas.

El incremento en el estado de esfuerzos en la zona del volcán no fue un factor que provocara el aumento de la presión dentro de éste capaz de producir el enjambre sísmico, por lo que fue otro factor el que provocó la actividad volcánica.

Las características de las ondas pudieron ser un factor determinante en la actividad volcánica posterior al sismo, puesto que las aceleraciones fueron demasiado grandes y el sismo presentó una directividad muy clara con rumbo hacia el volcán.

Los datos obtenidos mediante las ecuaciones propuestas por Brodsky, et al (1998) (Ecuación 4.83 y 4.84) indican que las ondas sísmicas en la region de acumulación magmática tuvieron la amplitud y la frecuencia necesarias para que se llevara a cabo la difusión rectificada, lo que produjo un aumento en la presion del sistema magmático A su vez, este aumento de presion produjo rupturas en la roca en zonas que estaban a punto de fracturarse (enjambre sísmico)

La difusión rectificada es un proceso que no ha sido estudiado completamente, sin embargo, representa una buena opción para explicar el cambio de presión del sistema volcánico y por lo tanto de la sismicidad inducida en el volcán y del aumento en la cantidad de SO_2 emitida.

La sismicidad del volcán aumentó a partir del sismo de Tehuacán y se produjeron *fallas en el edificio* volcánico debilitando la estructura y abriendo conductos para que fluyera lentamente el magma.

Es posible especular que el magma emitido el 18 de diciembre de 2000 haya ascendido lentamente por los conductos creados por el enjambre sísmico del 16 de junio de 1999 dado que , es decir, tardó 1.5 años en ascender el magma. Si ahora ocurriera un sismo de igual magnitud podría provocar un ascenso del magma más rápido, porque el edificio volcánico ya se encuentra debilitado y el magma ya se encuentra más cerca de la superficie, prueba de ello es la actividad presentada en el mes de diciembre de 2000 El sismo que provocaría esta nueva actividad deberia contar como mínimo con las *características similares de* contenido de frecuencia, de distancia y principalmente de directividad

La magnitud del sismo fue de M_W=7 0 Los sismos reportados por Brodsky, et al (1998) son de magnitud mayores o iguales a M_W=8 0. Si el volcan se encuentra en una etapa cercana a la erupción y si se presenta un sismo con las mismas características de frecuencia y distancia, pero de magnitud superior a M_W=8, se tendría que estar muy alerta con el comportamiento del volcán, pues sería muy probable que se produjera una erupción de magnitud mayor a las que se han observado, inducida por el sismo regional.

El sismo de Oaxaca del 30 de septiembre de 1999 no contó con las características necesarias para que la se presentara difusión rectificada, dado que las deformaciones dentro del volcán producidas por este sismo estuvieron por debajo del límite inferior que se requiere para la difusión rectificada.

BIBLIOGRAFÍA

- ARCHULETA, R. K.,CRANSWICK, E. MUELLER, C. Y SPUDICH, P.. "Source Parameters of the 1980 Mommoth Lakes, California Earthquake Sequence". Journal of geophysical research, Vol. 87, No. B6, pp 4595-4607. 1982.

- BRODSKY, E. E., STURTEVANT, B. Y KANAMORI, H. "Earthquakes, volcanoes, *and rectified diffusion". Journal of geophysical research. Vol. 103, No. B10*, pp. 23827-23838. 1998.

- BULLEN, K. E. y Bolt, B. A. "An introduction to Seismology" 4a. edición Cambridge University Press. Gran Bretaña, 1985. 499 pp.

- DE LA CRUZ R., S. et. al. "Historia de la actividad reciente del Popocatépetl (1354-1995). Volcán Popocatépetl. Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995". CENAPRED. México, 1995 pp. 3-22.

- DENG, J. et al. "Stress loading from viscous flow in the lower crust and triggering of aftershocks folowwing the 1994 Northridge, Califgornia, earthquake". Geophysical Research Letters, Vol. 26, No. 21, pp 3209-3212, 1999

- ELLER, A I "Growth of bubbles by rectified diffusion" The journal of the acoustical society of America Vol. 46, No 5 (parte 2) pp. 1246-1250 1969.

- ELLER, A. I. y FLYNN, H. "Rectified Difusión during Nonlinear Pulsations of Cavitation Bubbles" The Journal of Acoustical Society of America Vol 37, No 3 Marzo 1965. pp 493-503.

- Endo E. T. y Murray T. Real Time seismic amplitude measurement (RSAM): a volcano monitoring and prediction tool. Bulletin of volcanology 1991. Vol 53 pp 533-545

- ERICKSON, L. "User's manual for DIS3D, a 3D dislocation program with applications to faulting in the earth, Stanford Univ., M S Thesis, Stanford, California". 1986

- HILL, D. P.,REASENBERG, P. A , MICHAEL, A., ARABAZ, ET AL, "Seismicity remotely triggered by the Magnitude 7.3 Landers, California, earthquake" Science, Vol. 260, pp 1617-1623, 1993

- HOUSTON H y KANAMORI, H "Comparison of strong-motion spectra with teleseismic specra for the magnitude 8 subduction-zone earthquakes"

Bulletin of Seismological Society of America. Vol 80. No. 4, pp 913-934, 1990.

- HSIEH, D. Y y PLESSET , M. S. "Theory of rectified diffusion of mass into gas bubbles". The journal of the acoustical society of America. Vol. 33, No. 2. pp 206-216 1961.

- KANAMORI, H "Relation between tectonics stress, grat earthquakes and earthquake swarms" Elsever Publishing company. Holanda, pp. 1-12, 971

- LAY, T. Y WALLACE, T. C. "Modern Global Seismology". Academic Press. EUA. 1995, 512 pp

- Reporte de Monitoreo Volcánico. Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED) México, 17 de junio de 1999.

- SCARPA, R. y TILLING, R. I. "Monitoring and Mitigation of volcano hazards". Springer. Germany, 1996, 841 pp

- SCHOLZ, C H "The mechanics of earthquakes and faulting" Cambridge University Press. EUA. 1990. 439 pp

- SINGH, S K , Ordaz, M., PACHECO, F. J , QUASS, R., ALCANTARA, L., ALCOCER, S., GUTIERREZ, C., MELI, R. Y OVANDO, E.. " A preliminary report on the Tehuacán México earthquake of june 15, 1999". Seismological re search letters Vol 70, No. 5 pp 489-504 1999

- STURTEVANT, B, KANAMORI, H. Y BRODSKY, E. E "Seismic triggerin by rectified diffusion in geothermal systems" Journal of geophysical research. Vol 101, No B11, pp 25269-25282, 1996

- YAMASHINA, K y NAKAMURA, K "Correlation between tectonic earthquakes and volcanic activity of Izu-Oshima volcano". Journal of Volcanology and Geothermal Research, Vol. 4, pp 233-250, 1978.

Apéndice

NOMBRE DE LA ESTACIÓN	TLAMACAS	TLAMACAS	ALTZOMONI I	COLIBRÍ
CLAVE	PPM	PPM2	IIA	PPC
LOCALIZACIÓN	Cerro Tlamacas microondas, ladera norte, Estado de Mexico	Cerro Tlamacas microondas, ladera norte, Estado de Mexico	Cerro Altzomoni Microondas TC, ladera sur Iztaccinuatl, Estado de Mexico	Costado sureste del volcan Barranca Xaltelulco Puebla
COORDENADAS GEOGRAFICAS	19 0663 ° N - 98 6278 ° W	19 0663 ° N - 98 6278 ° W	19 1204 ° N - 98 6535 ° W	18 9870 ° N - 95 5572 ° W
ALTITUD (MSNM)	3980 m	3980 m	4000 m	2650 m
TIPO	Analógica	Analogica	Analogica	Analogica
ESTADO DE OPERACIÓN ACTUAL	OK	OK	OK	OK
INSTITUTO RESPONSABLE	Instituto de Geofísica, UNAM	Instituto de Geofísica, Cenapred	Instituto de Ingenieria, UNAM	Cenapred - Instituto de Ingenieria, UNAM
GEOLOGIA LOCAL				
FECHA DE INSTALACIÓN	Septiembre 13, 1989	Diciembre 27, 1994	julio 1987	noviembre 22 1994
TIPO DE INSTALACIÓN	Base de concreto en caseta	Base de concreto en caseta	Base de concreto, enterrado	Base de concreto en caseta
TIPO Y MARCA DEL SENSOR	Sensor triaxial de periodo corto, Mark L-4, Mark Products	Sensor triaxial de periodo largo, Mark Products	Sensor vertical de periodo corto Mark L-4, Mark Products	Sensor vertical de periodo corto, Mark L-4, Mark Products
FRECUENCIA DEL SENSOR	1 Hz	5 seg	1 Hz	2 Hz
EQUIPO ACONDICIONADOR	SANEI	Digitizador SANEI, 12 bits, 100 mps	SISMEX	Sprengnether
GANANCIA	48 dB	Canal 1, norte Canal 2 este Canal 3 vertical	70000 veces	canal vertical 72 dB
FILTRADO			Filtro paso altas 0 5 Hz, paso bajas 10 Hz	Filtro paso bajas, 30 Hz en sitio
FRECUENCIA DE RECEPCIÓN EN CU	402 7 MHz	402 85 MHz	449 625 MHz	449 625 MHz
ORIENTACION Y SUBPORTADORAS	Canal 1 norte 1560 Hz Canal 2: este 2040 Hz Canal 3 vertical 1080 Hz		canal 1 vertical 1700 Hz	c1 vertical 2720 Hz
TIPO DE TRANSMISIÓN	FM-FM analogica	Digital, 4800 bauds	FM - FM analogica	FM - FM analógica
EQUIPO DE TRANSMISIÓN	SANEI	SANEI	Monitron	Monitron
TIPO DE ANTENA	Yagi 6 elementos	Yagi 5 elementos	Yagi 6 elementos	Yagi 3 elementos
ACHO DE BANDA	5 KHz	8 5 KHz	5 KHz	5 KHz
POTENCIA DE TRANSMISIÓN	1 Watt	1 Watt	2 Watts	1 Watt

Nombre de la Estación	BONSAI	CHIPIQUIXTLE	CHIPIQUIXTLE	TETEXCALOC
Clave	PPB	PPX	PIX	PPT
Localización	Costado este del volcán Camino Sn Baltazar a Xalitzintla, Puebla	Costado suroeste del volcan, arenales, Estado de Mexico	Costado suroeste del volcan, arenales, Estado de Mexico	Ladera sur del volcan Puebla
Coordenadas geograficas	19 0498 ° N - 98 5600 ° W	19 0088 ° N - 98 6566 ° W	19 0088 ° N - 98 6566 ° W	18 9745 ° N - 98 6241 ° W
Altitud (msnm)	3080 m	3980 m	3980 m	3300 m
Tipo	Analogica	Analógica	Analógica	Analógica
Estado de operación actual	OK	OK (temporal)	OK	Prevista (1er semestre de 1995)
Instituto responsable	Cenapred	Cenapred - Instituto de Ingeniería, UNAM	Cenapred	Cenapred
Geologia Local				
Fecha de instalación	enero 6, 1995	octubre 14, 1994	febrero 7, 1995	
Tipo de instalación	Subterraneo, provisional	Provisional sobre roca	Subterraneo	
Tipo y marca del sensor	Sensor vertical del periodo corto Mark L-4 Mark Products	Sensor vertical periodo corto Mark L-4, Mark Products	Inclinometro biaxial, Applied Geomechanics Inclinometro uniaxial, Lucar	
Frecuencia del sensor	1 Hz	2 Hz		
Equipo Acondicionador	USGS, CVO (alta y baja ganancia)	Sprengner	USGS, CVO	
Ganancia	L=48 dB H=18 dB (atenuacion)	66 dB	Sensibilidad 1µV=0 1 µrad rango 500 µrad Sensibilidad 1µV=355 nrad rango 30°	
Filtrado		Filtro paso bajas, 30 Hz, en sitio		
Frecuencia de recepción en CU	444 750 MHz	172 650 MHz	412 000 MHz	
Orientación y subportadoras	C1 vertical H = 3060 HZ C2 vertical L = 2040 HZ	C1 vertical 1020 Hz	H 45° radial al volcan L radial al volcan	
Tipo de transmisión	FM - FM analógica	FM - FM analogica	Digital 300 bauds	
Equipo de transmisión	Monitron	Monitron	Handy Talkie, Motorola	
Tipo de antena	Yagi 5 elementos	Yagi 3 elementos	Yagi 5 elementos	
Ancho de banda	5 kHZ	5 kHZ	10 kHz	
Potencia de transmisión	100 mWatt	1 Watt	4 Watt	

Nombre de la Estación	LOMA DEL MUERTO	CANARIO	CANARIO	NEXPAYANTLA
Clave	PPL	PPP	PIP	PIN
Localización	Este de Ecatzingo, Estado de México	Refugio El Canario, ladera norte, Estado de Mexico	Refugio El Canario, ladera norte, Estado de Mexico	Loma al SW de Tlamacas Estado de Mexico
Coordenadas geográficas	19 001 ° N - 98 715 ° W	19°02'28 4"N - 98°37'40 5"W	19°02'28 4"N - 98°37'40 5' W	19°03 09 5' N - 98°38 11 9 W
Altitud (msnm)	2830 m	4170 m	4170 m	3846 m
Tipo	Digital 1 componente	Analógica		
Estado de operación actual	OK	OK	OK	OK
Instituto responsable	Instituto de Geofisica, UNAM	Cenapred	Cenapred	Cenapred
Geología Local				
Fecha de Instalación	octubre, 1994	enero 4, 1995	enero 5, 1995	enero 4, 1995
Tipo de instalación	Caseta de mamposteria	Subterráneo provisionalmente	Subterráneo	Subterraneo
Tipo y marca del sensor	Sensor vertical de periodo corto, Mark L-4 Mark Products	Sensor vertical de periodo corto Mark L-4 Mark Products	Inclinometro biaxial, Applied Geomecchanics Inclinómetro uniaxial, Lucar	Inclinometro biaxial, Applied Geomechanics Inclinometro uniaxial, Lucar
Frecuencia del sensor	1 Hz	1 Hz		
Equipo Acondicionador	Estacion digital Geos, 40 mps	USGS, CVO (alta y baja ganancia)	USGS, CVO	USGS, CVO
Ganancia	14 dB	L=48dB H=30dB (atenuación)	Sensibilidad 1mV=0 1μrad rango 500 μrad Sensibilidad 1mV=355 μrad, rango 30°	Sensibilidad 1mV=0 1μrad rango 500 μrad Sensibilidad 1mV=355 μrad rango 30°
Filtrado	Filtro paso bajas, 10 Hz, en sitio			
Frecuencia de recepción en CU	444 650 MHz	444 500 MHz	412 000 MHz	412 000 MHz
Orientación y subportadoras		C1 vertical H=1700 Hz C2 vertical L=680 Hz	H 45° radial al volcan L radial al volcan	H 45° radial al volcan L radial al volcan
Tipo de transmisión	FSK Digital, 1200 bauds	FM - FM analógica	Digital, 300 bauds	Digital, 300 bauds
Equipo de transmisión	Monitron	Monitron	Handy Talkie, Motorola	Handy Talkie, Motorola
Tipo de antena	Corner Reflector	Yagi de 5 elementos	Yagi de 5 elementos	Yagi de 5 elementos
Acho de banda	5 kHz	5 kHz	10 kHz	10 kHz
Potencia de transmisión	2 Watt	1 watt	4 watt	4 watt

Nombre de la Estación	LOMO DEL NEGRO	TONANZINTLA	AYAQUEME	TECHOLOTEPEC	CALO
Clave	PPN	IIT	PPY	PPS	PRC
Localización	Costado oeste, cerro Yolóxochitl, Estado de México	INAOE, Tonanzintla, este del volcán, Puebla	Cerro Ayaqueme, Estado de Mexico	SW de San Nicolas de los Ranchos, ladera noreste, Puebla	Cerro Calo Chalchihuapan al este del volcan Puebla
Coordenadas geograficas	19 0744° N - 98 6738° W	19.0210° N - 98 3080° W	19.1485° N - 98 9941° W	19 0030°N - 98 5000° W	18 9641°N - 98 34[illegible]
Altitud (msnm)	3705 m	2205 m	2800 m	2700 m	2380 m
Tipo	Analógica	Analógica	Digital	Digital	Repetidora
Estado de operación actual	Prevista (1er. semestre de 1995)	OK	OK	OK	Prevista abril 1995
Instituto responsable	Cenapred	Instituto de Ingeniería, UNAM	Instituto de Geofisica, UNAM	Instituto de Geofisica, UNAM	Cenapred
Geología Local					
Fecha de Instalación		1974	enero 1995	enero, 1995	
Tipo de instalación	Caseta de mampostería	Base de concreto	Caseta de mamposteria	Caseta de mamposteria	Castea de mamposteria
Tipo y marca del sensor		Sensor vertical de periodo corto Mark L-4 Mark Products	Sensor vertical de periodo corto Mark L-4 Mark Products	Sensor vertical de periodo corto Mark L-4 Mark Products	
Frecuencia del sensor		1 Hz	1 Hz	1 Hz	
Equipo Acondicionador		SISMEX	Estación digital Geos, 40 mps	Estacion digital Geos, 40 mps	
Ganancia		35000 veces	14 dB	14 dB	
Filtrado		Filtro paso altas 0 5 Hz, paso bajas 10 Hz	Filtro paso bajas, 10 Hz, en sitio	Filtro pasobajas, 10 Hz, en sitio	
Frecuencia de recepción en CU		449.625 MHz	444 600 MHz	444 350 MHz	
Orientacion y subportadoras		C1 vertical 450 Hz			
Tipo de transmisión		FM - FM analogica	FSK Digital, 1200 bauds	FSK digital, 1200 bauds	
Equipo de transmisión		Monitron	Monitron	Monitron	
Tipo de antena		Yagi de 5 elementos	Corner Reflector	Yagi 6 elementos	
Acho de banda		5 kHz	5 kHz	5 KHz	
Potencia de transmisión		2 watt	250 Mwatt	250 mwatt	