

El Proceso de Ruptura Sísmica: Barrera o Aspereza ?

Hernando TAVERA

División de Sismología. Instituto Geofísico del Perú. Apartado 3747 - Lima 100, Perú.

RESUMEN

A la ocurrencia de un terremoto (evento sísmico), la propagación de su frente de ruptura sobre el plano de falla, es por lo más heterogeneo y muchas veces difícil de describir. Dos modelos del proceso de ruptura, han sido desarrollados para explicar la complejidad de la fuente sísmica: el modelo de *Barreras* y el de *Asperezas*. En el presente trabajo, se describe de manera práctica con ayuda de algunos ejemplos, los principales fundamentos en los cuales se basan los dos modelos de ruptura sísmica.

ABSTRACT

The process of seismic rupture: barrier or asperity

During the occurrence of a seismic event, the propagation of the rupture front along the fault plane is heterogeneous and difficult to be described. Two models of rupture process have been developed to explain the complexity of the seismic source: barriers model and asperities model. Here, we describe in a practical way and with the aid of some examples, the main bases of both models of seismic rupture.

INTRODUCCION

Después del terremoto de San Francisco en 1906, Reid (1910) formuló la primera teoría sobre el mecanismo de ruptura producido por un terremoto. Esta teoría es conocida como «Rebote Elástico» y propone que un terremoto se comporta de manera similar a un resorte mecánico. Actualmente, se conoce que un terremoto resulta de la deformación del suelo a lo largo del cual, la energía acumulada es liberada cuando sobrepasa la resistencia de la roca e irradiada bajo la forma de calor y de ondas sísmicas, las mismas que se propagan a través de toda la tierra.

La teoría del rebote elástico (figura 1), tomó importancia cuando se estableció la expansión de los fondos oceánicos en 1965. En efecto, la mayoría de los terremotos son generados por la interacción de dos placas, donde su frontera es delimitada por una secuencia de sismos (Nishenko, 1985). La deformación lenta, seguida de una fracturación rápida de la litósfera son debidos a los movimientos laterales de estas placas, sobre las capas más profundas y más calientes. El desplazamiento de las placas, generan una acumulación de esfuerzos y deformaciones que conducen a un rebote elástico de la zona sismogénica (primeros 20 km de litósfera).

Para comprender el mecanismo de los terremotos, es importante estudiar la relación que existe entre la deformación y el proceso de ruptura. Este conocimiento, permite evaluar el riesgo sísmico y la prevención de terremotos paralelamente a los métodos probabilísticos y deterministas. Los procesos de ruptura, son actualmente conocidos con buena aproximación debido principalmente a los estudios de la fuente sísmica (zona

sismogénica). Modelos detallados y geometrías precisas de la fuente sísmica, son importantes para comprender el fenómeno complejo de la mecánica de una fractura.

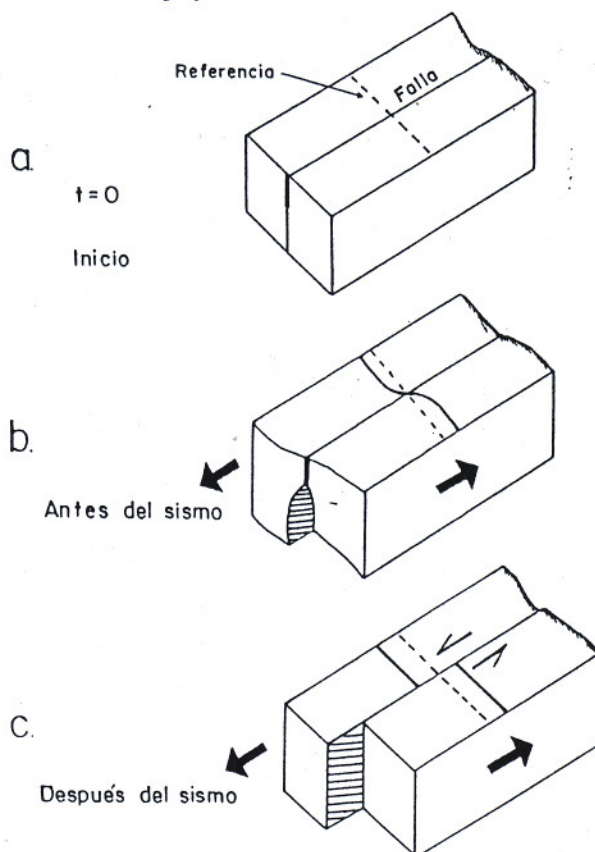


Fig.1. Esquemización del desplazamiento, según la teoría de Rebote Elástico establecido por Reid (1906). a) Etapa de acumulación de esfuerzos en un $t=0$, b) Etapa de deformación por el movimiento de las placas (cm/año), generando aumento de esfuerzos alrededor de la falla, c) Etapa final, después del terremoto los compartimientos de la falla se han desplazado de razón uniforme.

Estudios recientes, muestran que la complejidad de las señales sísmicas, es de hecho debido a la segmentación de las fallas durante su proceso de ruptura. A la ocurrencia de un terremoto, la ruptura se propaga de manera coherente a lo largo de un segmento de falla; pero cada vez que pasa de un segmento a otro, una fuerte señal sísmica es registrada en los sismogramas (registro sísmico). Actualmente, la totalidad de los terremotos se muestran muy complejos, con zonas de ruptura no uniformes, tanto en el relajamiento de esfuerzos que tiene lugar, como en los desplazamientos relativos. Para tal propósito, dos modelos complementarios de fuente sísmica han sido desarrollados a fin de representar la complejidad de la ruptura y lo observado en los registros sísmicos.

MODELOS DE FUENTE SISMICA.

Los conocimientos actuales, permiten aceptar que la propagación de la ruptura va a depender principalmente del estado de esfuerzos a la que se encuentre sometida la zona a fallar. Los sismos son generalmente consecuencia de una caída de esfuerzos, seguido del deslizamiento de una zona previamente fallada por un antiguo terremoto. El sismo del Asnam (10.10.80) en Argelia, es un ejemplo típico de juego de fallas y de sismo complejo, como se verá posteriormente.

Antes de producirse la ruptura, la fuente sísmica es abordada por una fuerte concentración de esfuerzos. Si la

sola resistencia al desplazamiento es sobrepasada, entonces se produce un relajamiento de esfuerzos debido a la ruptura de esta zona frágil, llamada Aspereza. Dos modelos de fuente sísmica son definidos basados en un medio espacialmente heterogéneo, el modelo de Barreras (Das and Aki, 1977) y el modelo de Asperezas (Kanamori, 1981). Estos modelos, explican la complejidad de los procesos de ruptura, así como su periodicidad.

De manera muy simple, el primero se define como la parada de la ruptura debido a la presencia de un medio muy resistente, como el contacto entre dos tipos de roca o un salto lateral de falla. Este medio limita la dimensión del frente de ruptura, pero si el esfuerzo es continuo este puede saltar la barrera y continuar con la ruptura. Existe la posibilidad que resten pequeñas zonas de la falla sin romperse, estas zonas se romperán posteriormente provocando grandes réplicas. El modelo de aspereza, es definido como el lugar donde se inicia el proceso de ruptura en un medio muy heterogéneo, debido a que ya hubo terremotos anteriormente, entonces esta zona se encuentra libre de esfuerzos. Una idea clara, es que el terremoto se inicia en una zona en donde no se han producido por un tiempo terremotos, lo que describe la presencia de un gap sísmico o de una zona con gran acumulación de energía.

Para una mejor comprensión, se explicará las diferencias entre estos dos modelos a partir del estado de esfuerzos antes y después de ocurrir un terremoto, así como el tipo de deslizamiento que producen.

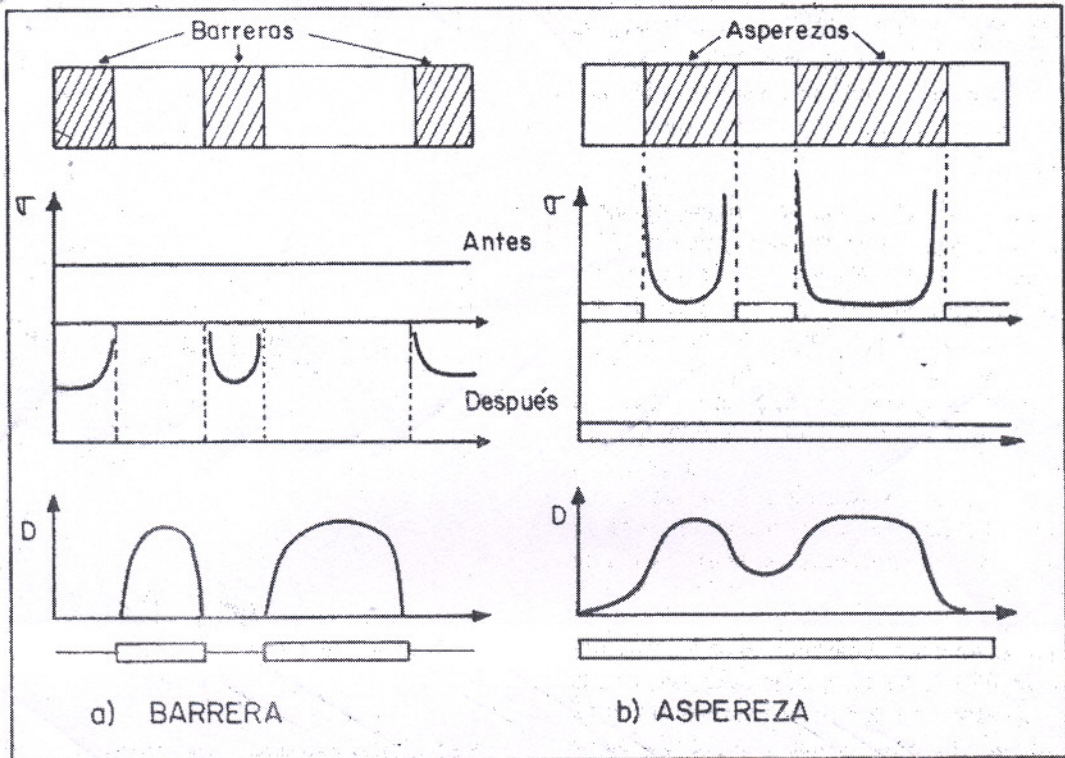


Fig.2. Modelos de ruptura sísmica. a) Barreras y b) Asperezas. Fig. 2a) muestra (de arriba hacia abajo) el plano de falla, el estado de los esfuerzos antes y después de la ruptura, asimismo el deslizamiento producido en el caso de una barrera. Igual para fig. 2b).

2.1 Modelo de Barreras.

En la figura 2a, supongamos que durante el terremoto únicamente se han roto estos dos puntos en la falla (zona sin achurar). Si se considera los perfiles adyacentes, se observa que los esfuerzos antes del terremoto son uniformes, la variación es pequeña y no significativa. Durante el terremoto, la ruptura se produce en estos dos puntos de la falla y en ellos los esfuerzos se relajan hasta llegar a un valor cero. Esta característica produce una transferencia de esfuerzos a los bordes y en las uniones entre las fallas la tensión aumenta impidiendo que ésta se deslice. Estas zonas son las llamadas barreras o zonas de alta resistencia (zona achurada). Se observa también que el deslizamiento se produce únicamente en estos dos puntos de la falla (zona sin achurar), debido a que las barreras reducen considerablemente el movimiento de sus compartimientos. Este factor de reducción es importante ya que explicaría, porqué las caídas de esfuerzos durante los terremotos son pequeños, con valores del orden de 10 a 100 bars (Madariaga, 1976).

2.2 Modelo de Asperidades.

En este modelo, el estado inicial es una gran falla que ha sufrido una serie de terremotos, pero que en su interior aun queda una serie de puntos que no se han roto. En la figura 2b, se puede ver que toda la zona ha liberado energía con los terremotos precedentes, quedando solo dos puntos duros que no se han roto (zona achurada). El nuevo terremoto se iniciará en uno de estos puntos o en cadena.

Un análisis en términos de esfuerzos, presenta una situación muy diferente al anterior modelo; casi la totalidad de la falla ya liberó energía y los esfuerzos se concentran en los puntos duros. Durante los terremotos posteriores, esta energía se libera totalmente y la situación final es de esfuerzos casi uniforme. El deslizamiento producido en este modelo es similar al de barreras; en puntos con caída de esfuerzos apenas si hay deslizamiento. La curva de este deslizamiento se asemeja a una serie de montañas consecutivas.

FUENTE COMPLEJA O EVENTO SISMICO MULTIPLE.

En la actualidad, todos los estudios que se han realizado sobre modelos de fuente sísmica (ejemplo: Deschamps et al, 1980; Madariaga, 1979 y Papageorgiou & Aki, 1983) consideran una repartición heterogénea de la ruptura sobre el plano de falla, es decir una distribución heterogénea de esfuerzos o de resistencia a la ruptura. Esta característica es llamada fuente compleja, que producirá un sismo del tipo complejo o múltiple. En la figura 3, se puede hacer una comparación del grado de complejidad de un sismo con ayuda de sus funciones fuente «Source Time Function» determinadas por modelización e inversión de ondas de volumen (para información ver fig. 5).

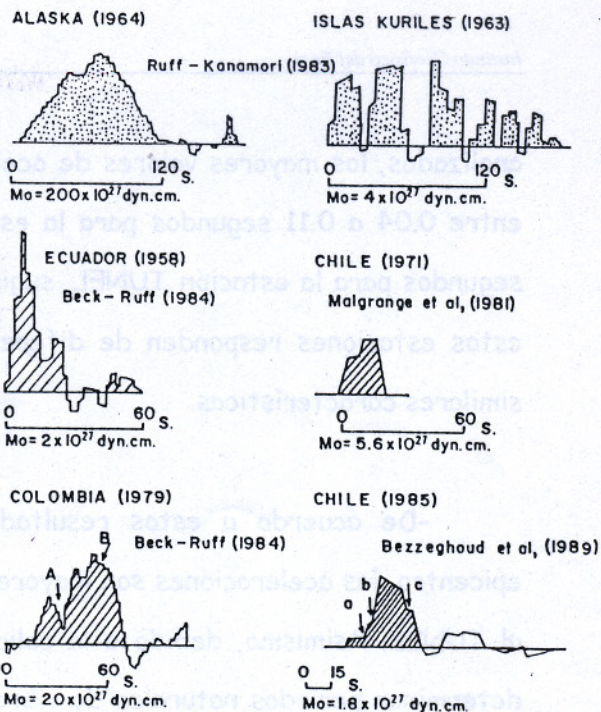


Fig. 3. Ejemplo de diferentes funciones fuente «source time function» para sismos de gran magnitud ($M_s > 7$). Obsérvese la complejidad del sismo de las Islas Kuriles en comparación con los otros sismos (para detalle ver fig. 5).

En la fig. 3, se puede observar el carácter complejo del sismo de las Islas Kuriles, que por la multiplicidad de sus fuentes, describe la ruptura de una serie de asperidades. Contrariamente, el sismo de Alaska muestra una función temporal de fuente simple, aún considerando que su momento sísmico es 50 veces más grande que el de las Islas Kuriles (Islas Kuriles, $M_o = 4 \times 10^{27}$ dyna-cm; Alaska, $M_o = 200 \times 10^{27}$ dyna-cm). Si se comparan las fuentes sísmicas de estos sismos (figura 3), podemos deducir que la zona de ruptura de las Islas Kuriles está sometida a una distribución de esfuerzos más heterogénea que el de Alaska. Los sismos de Chile, Ecuador y Colombia por las características de sus fuentes sísmicas, pueden ser considerados como eventos simples.

Por otro lado, podemos considerar que la historia del proceso de ruptura a pequeña escala y la liberación del momento sísmico en el tiempo (segundos), en muchas partes del mundo (Ejemplo: Islas Kuriles) pueden ser más complejos que su propia explicación. Este problema, actualmente se va simplificando con la variedad de técnicas que se han desarrollado para el cálculo de la función temporal de la fuente a partir de la modelización e inversión de ondas de volumen y superficiales.

DISCUSION.

Si se considera la irradiación de la energía, los modelos de barreras y asperidades son difíciles de distinguir, ya que solo se haría midiendo sus esfuerzos y esto es imposible. Por otro lado, y de manera general ambos modelos resultan ser complementarios; lo que para un

modelo es aspereza, para el otro sería la parte libre de la falla y lo que estaría libre de esfuerzos para uno, se comportaría como barrera para el otro. Sin embargo, Bernard y Madariaga (1984) muestran que las discontinuidades que resultan de una barrera, son las características del desplazamiento que generan altas frecuencias y que son visibles en los registros de acelerogramas obtenidos en el campo cercano. Son estas características suficientes para distinguir una barrera de una aspereza...?, pregunta difícil de responder, pero algunos ejemplos ayudarán a tener una idea más clara del complejo proceso de ruptura producido por un terremoto.

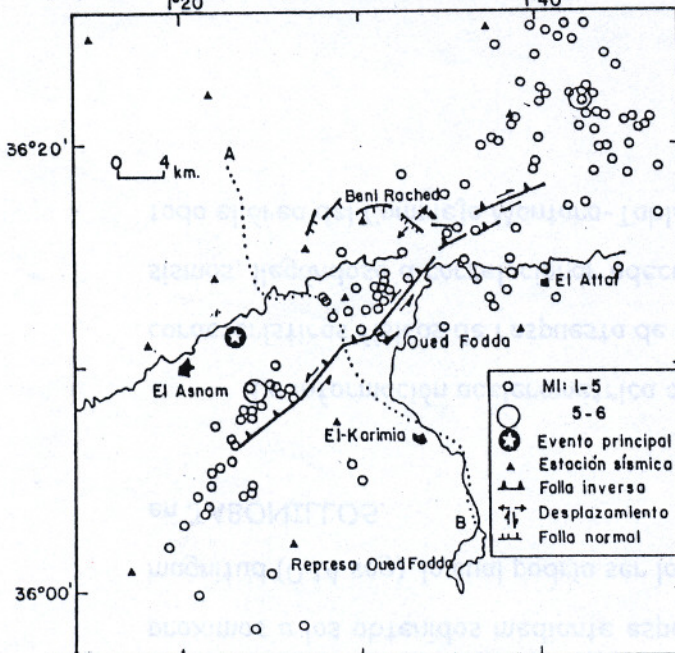


Fig.4. Distribución de las réplicas del sismo de El Asnam del 10 de Octubre de 1980. Se muestra el evento principal y la segmentación de la falla, según Ouyed et al, (1981).

Fácilmente se puede distinguir dos tipos de comportamiento de una falla después de un terremoto: la región que se desliza denominada frágil y la que se resiste a la ruptura, llamada barrera. El término barrera es atribuido a sismos de menor magnitud con relación al evento principal y corresponde a réplicas o simplemente a regiones asísmicas (Ruff, 1983). Como ejemplo, citemos al sismo de El Asnam de 1980 ($M_s=7.3$), que fue seguido de dos grandes réplicas ($M_s=6$, $M_s=6.1$) con algunas horas de intervalo y mostrando en superficie un fallamiento de aproximadamente 40 km de longitud. La complejidad de la ruptura es mostrada por una segmentación de la falla (figura 4). El número de dislocaciones consideradas a partir de observaciones geodésicas e inversión de ondas de volumen y/o superficie varían de uno a cinco según los estudios de Ruegg et al, (1982), Ouyed et al, (1981), Deschamps et al, (1982), Nabelek (1985) y Yielding (1985). Estos estudios, ponen en evidencia la ocurrencia de un importante levantamiento vertical y la presencia de barreras durante la ruptura de la falla (figura 5).

El terremoto de Iripina (Italia) de 1980 ($M_s=6.9$), también presentó un carácter complejo durante su proceso de ruptura. Varios sismos de magnitudes $M_s < 6$ siguieron al terremoto principal con intervalos de algunos segun-

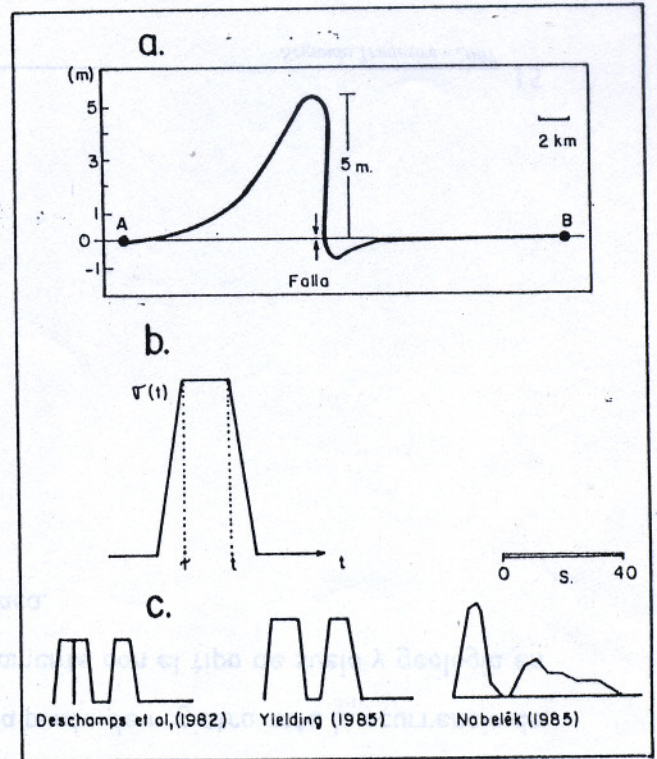


Fig.5. a) Evidencia del levantamiento del suelo alrededor de la falla de El Asnam (10.10.80) obtenido por métodos geodésicos. El trayecto A-B mostrado en la fig. 4 fue medido antes (1954) y después del terremoto. Se observa directamente un desplazamiento vertical de 5 m. del compartimiento norte de la falla (según Ruegg et al, 1982).

b) Representación de la función fuente «source time function» elemental ($v(t)$) de tipo trapezoidal en el campo lejano. t es el tiempo de aumento de la dislocación «Rise time» (tiempo en que la dislocación espera alcanzar la máxima velocidad de ruptura), t es el tiempo total de ruptura (tiempo en que la ruptura inicia su fase de parada).

c) Diferentes modelos de función fuente, obtenidos por inversión iterativa de las ondas de volumen para el sismo de El Asnam del 10 de Octubre de 1980.

dos. La ruptura total de la falla, fue debida a tres eventos sísmicos separados por 20 s y 40 s del sismo principal. Otro ejemplo, es la secuencia sísmica del Golfo de Corintia (Grecia) que se inició el 2 de Febrero de 1981 con un terremoto de magnitud $M_s=6.7$. Seis horas después, se produjo una réplica ($M_s=6$) y 11 días más tarde otra réplica ($M_s=6$) que puso fin a esta secuencia. Esta distribución de terremotos y réplicas indican que la acumulación de esfuerzos puede durar de segundos a días antes de la liberación total de la energía.

El modelo de asperezas, es fundamentado en la presencia de los gaps sísmicos, los mismos que se encuentran bien representados en las grandes zonas de subducción, como la fosa peruano-chilena, las Islas Kuriles, las Islas Aleutinas y las Islas Marianas, en las cuales Kanamori (1981) sustentó este modelo (figura 6).

Por otro lado, para la ruptura del gap sísmico de Valparaíso (Chile), Korrat y Madariaga (1986) muestran que la ruptura producida por los terremotos de 1971 y 1973 ha sido detenida por una barrera y que a su turno se comportó como una aspereza del terremoto del 3 de Abril de 1986 ($M_s=7.8$). Esto permite deducir que los modelos de barrera y aspereza son complementarios.

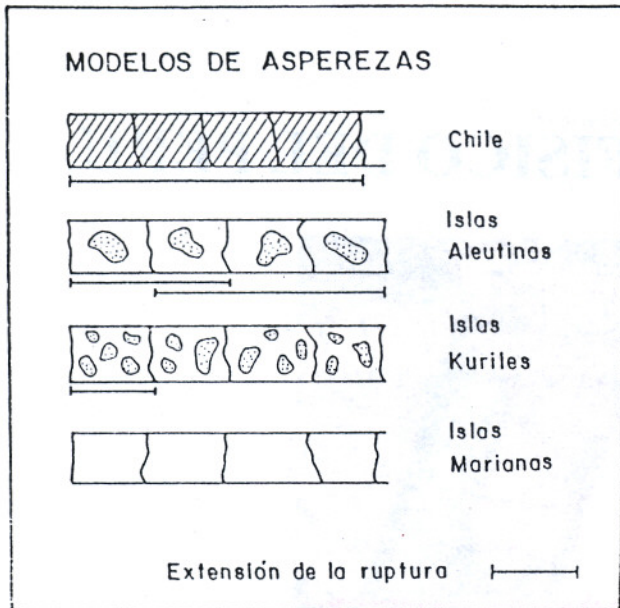


Fig. 6. Modelos de aspereza para diferentes zonas de subducción. Esta clasificación es realizada considerando la naturaleza de los esfuerzos. La zona achurada representa la extensión de la ruptura (según Kanamori, 1981).

En conclusión, el proceso de ruptura asociado a un terremoto es de lo más complejo y depende principalmente del estado de esfuerzos a la que se encuentra sometido la zona a fracturarse. Los modelos propuestos para explicar la complejidad de la fuente sísmica (barrera o aspereza) son difíciles de distinguir, pero estudios recientes muestran que ambos pueden ser complementarios. El modelo de barreras describe mejor a terremotos del tipo cortical, mientras que el modelo de asperezas explica bien los terremotos asociados a las zonas de subducción.

BIBLIOGRAFIA

- BECK, S. & RUFF, L. (1984): The rupture process of the great 1979 Colombia earthquake: evidence for the asperity model. *J. Geophys. Res.*, 89, 9281-9292.
- BERNARD, P. & MADARIAGA, R. (1984): High frequency radiation from a buried circular fault. *Geophys. Seism. Soc. Am.*, 51, 401-435.
- BEZZEGHOUD, M., DESCHAMPS, A. & MADARIAGA, R. (1989): Some observations of broad-band P-wave signals and spectra on digital stations. In: *Digital Seismology and Fine Modeling of the Lithosphere*, Edited by R. Cassinis, G. Nolet, and G. Panza (Plenum Publishing Corporation), pp. 351-374. p.
- CISTERNAS, A., GAULON, R., DOREL, J., LELIEVRE, D., & LAURAS, P. (1980): Modelling the El Asnam earthquake. *Rapport Laboratoire d'Etudes Geophysiques des Structures Profondes*, IGP, Francia, 116-131.
- DAS, S. & AKI, K. (1977): Fault planes with Barriers: a versatile earthquake model. *J. Geophys. Res.*, 82, 5658-5670.
- DESCHAMPS, A., LYON-CAEN, H. & MADARIAGA, R. (1980): Mise au point des méthodes de calcul de sismogrammes synthétiques à longue période. *Ann. Geophys.*, 36, 2, 167-178.
- DESCHAMPS, A., GAUDEMER, Y., & CISTERNAS, A. (1982): The El Asnam, Algeria, earthquake of 10 October 1980: Multiple-source mechanism determined from long-period record. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 72, 1111-1128.
- KANAMORI, H. (1981): The nature of seismicity patterns before large earthquake. In: *Earthquake Prediction an International Review*; Maurice Ewing Ser., Ed. D. W. Simpsn, P. G. Richards, 4, 1-19, Washington, D.C.: Am. Geophys. Union.
- KANAMORI, H. (1986): Rupture process of subduction-zone earthquake. *Ann. Rev. Earth. Planet. Sci.*, 14, 239-322.
- KORRAT, I. & MADARIAGA, R. (1986): Rupture of the Valparaiso (Chile) gap from 1971 to 1985. In: *Earthquake Source Mechanics An International Review*, Maurice Ewing Ser., Ed. S. Das, J. Boatwright and C. H. Scholz, 6, 247-258, Washington, D.C., Am Geophys. Union.
- MADARIAGA, R. (1976): Dynamics of an expanding circular fault. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65, 163-182.
- MADARIAGA, R. (1979): On the relation between seismic moment and stress drop in the presence of stress and strength heterogeneity. *J. Geophys. Res.*, 8, 223-2250.
- MALGRANGE, M., DESCHAMPS, A. & MADARIAGA, R. (1981): Thrust and extensional faulting under the Chilean coast: 1965, 1971 Aconcagua earthquakes. *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, 66, 313-332.
- NABELEK, J. (1985): Geometry and mechanics of faulting of the 1980 El Asnam, Algeria, earthquake from inversion of teleseismic waves and comparison with field observation. *J. Geophys. Res.* 90, 12, 713-728.
- NISHENKO, S. (1985): Seismic Potential for large and great interplate earthquake along the Chilean and southern Peruvian margin of south America: a quantitative reappraisal. *J. Geophys. Res.*, 6, 3589-3615.
- OUYED, M., MEGHRAOUI, M., CISTERNAS, A., DESCHAMPS, A., DOREL, J., FRECHET, J., GAULON, R., HATZFELD, D. & PHILIP, H. (1981): The El Asnam earthquake of October 10, 1980: Seismotectonics. *Nature*, 292, 26-31.
- PAPAGEORGIOU, A. & AKI, K. (1983): A specific barrier model for the quantitative description of inhomogeneous faulting and the prediction of strong ground motion I. Description of the model. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 73, 693-722.
- REID, H. (1910): The mechanics of the earthquakes: the California Earthquake of April 18, 1906. *Report of the State Investigation Committee*, 2, Carnegie Institution of Washington D.C..
- RUEGG, L. C., KASSER, M., TARANTOLA, A., LEPINE, J. & CHOUIKRAT, B. (1982): Deformations associated with the El Asnam earthquake of 10 October 1980: Geodetic determination of vertical and horizontal movements. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72, 227-224.
- RUFF, L. (1983): Fault asperities inferred from seismic body waves. In: *Earthquakes; Observation, theory and Interpretation*, eds. H. Kanamori and E. Boschi, Soc. Ital. Física, Bologna, Italy.
- RUFF, L. & KANAMORI, H. (1983): The rupture process and asperity distribution of three great earthquakes from long-period diffracted P-waves. *Phys. Earth. Planet. Inter.*, 31, 202-230.
- YIELDING, G. (1985): Control of rupture by fault geometry during the 1980 El Asnam (Algeria) earthquake. *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, 81, 641-670.