

LA PALEOSISMOLOGIA Y LA REEVALUACION DE LA PELIGROSIDAD SISMICA

Luis Rivera y Armando Cisternas

Laboratoire de Sismologie - URA 1358 CNRS
École et Observatoire de Physique du Globe de Strasbourg
5, rue René Descartes
67084 Strasbourg
Francia



Introducción

La paleosismología ha conocido un desarrollo acelerado desde hace unos 20 años. Como lo indica su nombre, es el estudio de los sismos antiguos que de algún modo han dejado trazas observables y lo que es más interesante, cuantificables y datables. Tradicionalmente, incluso en nuestros días, los estudios de peligrosidad sísmica utilizan únicamente información histórica e instrumental sobre los sismos destructores. A partir de estos datos, los especialistas emplean métodos estadísticos, más o menos elaborados, para obtener una estimación de la peligrosidad en distintos sitios.

Una de las debilidades de estos procedimientos, es la brevedad de la ventana temporal empleada (500 a 2000 años como máximo) para inferir el comportamiento sísmico de una región. En realidad, este tipo de análisis puede ser apropiado en lugares, como Japón o Chile, donde la velocidad de movimiento de las placas es elevada (10 cm/año). Sin embargo, en la mayor parte de las regiones de interés, la sismicidad es intermedia o moderada, la velocidad de placas del orden de 1 mm/año a 1 cm/año (Grecia, Italia, Este de Estados Unidos, Este de Colombia) y la recurrencia de los sismos puede ser del orden de los miles o aún de decenas de miles de años. En estos casos, los datos históricos no pueden dar una estimación verosímil de la peligrosidad.

Por otro lado, los métodos antes mencionados, suponen que el proceso de generación de terremotos es estacionario y lineal. En los últimos años se ha desarrollado la teoría de los procesos no lineales y se la ha aplicado a prácticamente todas las disciplinas científicas. La sismología se presta naturalmente a este tipo de modelos. En efecto, el proceso de ruptura es básicamente no lineal, y las redes de fallas observadas en tectónica activa muestran una estructura fractal, con dimensiones que no corresponden ni a un volumen, ni a una superficie simple.

Estas consideraciones implican que es necesario trabajar a distintas escalas en el dominio espacial, y tener intervalos de observación suficientemente largos para verificar la regularidad, o la ausencia de esta, en la serie temporal de los terremotos asociados a una falla dada. La paleosimología contribuye de manera decisiva a resolver este problema.

De este modo, la paleosimología no consiste solamente en efectuar un catálogo de la actividad sísmica pasada, sino que concierne fundamentalmente el proceso físico de la generación de terremotos. No basta entonces con una observación cualitativa de la existencia de paleoterremotos, sino que es necesario cuantificar, es decir dar el tamaño, la magnitud o el momento sísmico, de cada evento y precisar el instante en que se produjo.

Datos paleosimológicos han sido observados en forma aislada desde hace mucho tiempo. Pero un estudio sistemático de las observaciones paleosismológicas comienza con la tesis de doctorado de Kerry Sieh (1977) sobre la falla de San Andrés en California. En la actualidad se cuenta con una vasta literatura que no deja de aumentar.

Técnicas y elección de sitios en Paleosimología.

No es fácil encontrar trazas de sismos antiguos que permitan cuantificar y datar los eventos. Sólo algunos puntos a lo largo de una falla contienen información adecuada. Los materiales que suelen aportar información precisa y pertinente, son los sedimentos pre o post sísmicos, conteniendo materiales orgánicos u otros objetos datables. Ejemplos de sitios adecuados para una investigación paleosismológica son:

1) Lagos transitorios formados después de un terremoto ya sea por el movimiento de la falla o por deslizamiento de terrenos. 2) Lagos cercanos a la falla cuyos sedimentos pueden ser perturbados por las oscilaciones producidas por cada sismo.

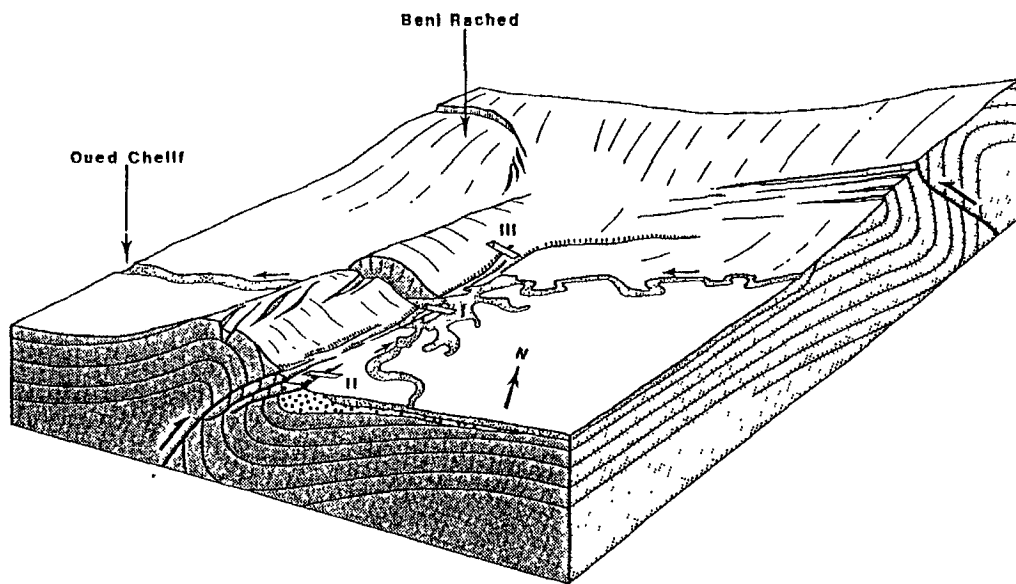


Figura 1: Lago formado por la falla inversa de El Asnam. Se indica la ubicación de tres trincheras de exploración paleosismológica. (Meghraoui et al., 1988).

3) Playas que sufren levantamientos durante un terremoto, con el consiguiente alejamiento del mar, formando terrazas con la superficie previamente sumergida. 4) Morrenas atravesadas por fallas y desplazadas, cortadas o deformadas por cada terremoto. 5) Conos de aluvión cortados y desplazados por fallas activas. 6) Lechos de río perturbados por la tectónica, ya sea por desviación del cauce a lo largo de fallas de desgarre (figura 2), o bien generando cañones más profundos a causa de los movimientos verticales.

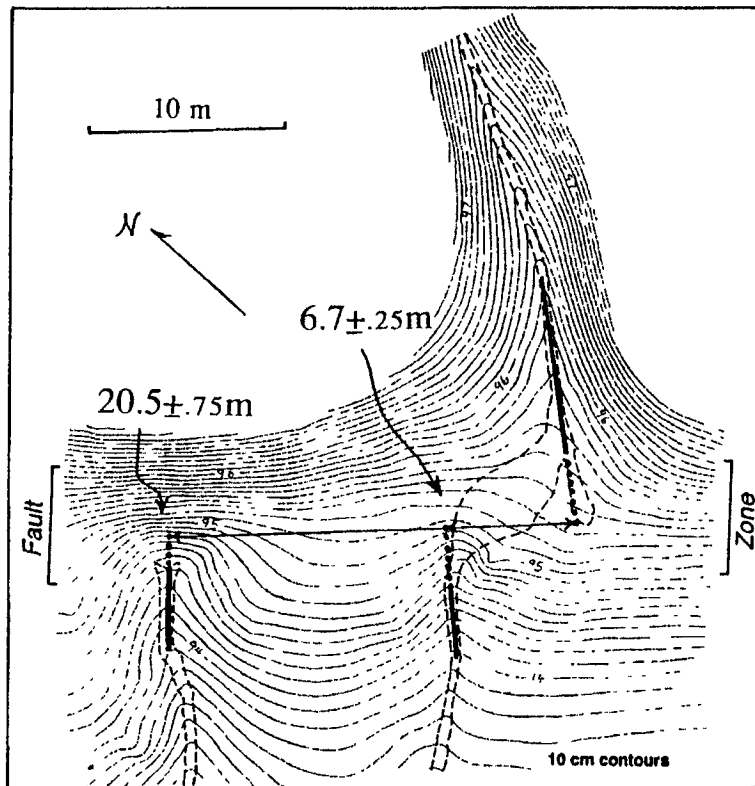


Figura 2: Curvas de nivel en la falla de San Andrés. El desplazamiento dextro de la falla produce una desviación del lecho del río. El de la izquierda es el lecho más antiguo. (Sieh 1981)

7) Sitios arqueológicos en la vecindad de fallas, modificados en forma importante por un sismo o por una serie de sismos acumulados que produzcan una transformación sensible del paisaje y de las condiciones de vida: regadío, cercanía de los ríos, barreras naturales etc.

Las técnicas varían con las condiciones particulares del sitio elegido y, en especial, con el tipo de estructura tectónica que se estudia (fallas inversas, de desgarre y normales). La más conocida es la de las trincheras, es decir, secciones a través de la región de falla para encontrar indicios de antiguos terremotos. La geometría de la trinchera depende del mecanismo de la falla. En las más simples, que corresponden a fallas normales o inversas puras, se usa una pala mecánica para excavar una zanja ortogonal a la traza de la falla, de

unos dos metros de ancho, algunas decenas de metros de largo y unos tres a cuatro metros de profundidad (Figura 3).

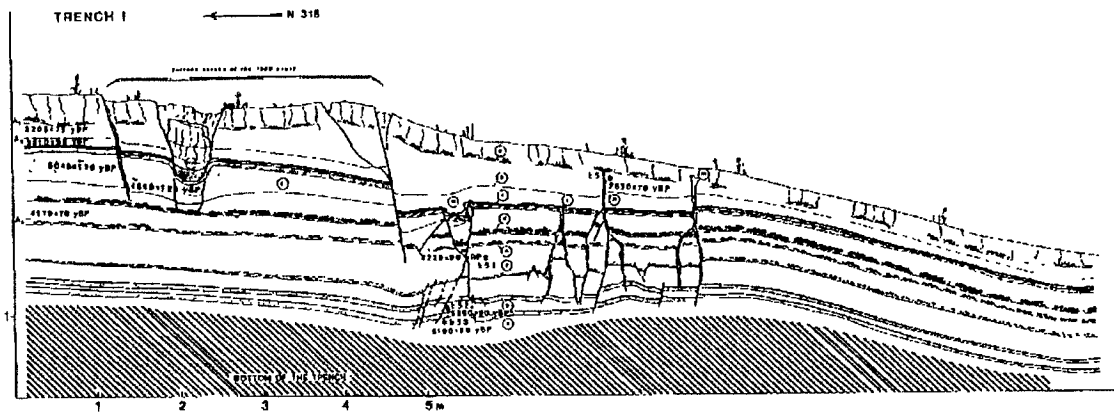


Figura 3: Esquema de las perturbaciones observadas en distintos niveles lacustres en la falla inversa de El Asnam. Se observan 9 eventos, incluyendo el sismo de 1980. (Meghraoui et al. 1988)

Las paredes verticales de la fosa permiten observar en detalle él, o los planos de falla, y una cantidad de fenómenos secundarios asociados a los terremotos, así como la estratigrafía a ambos lados de la ruptura (Figura 4).

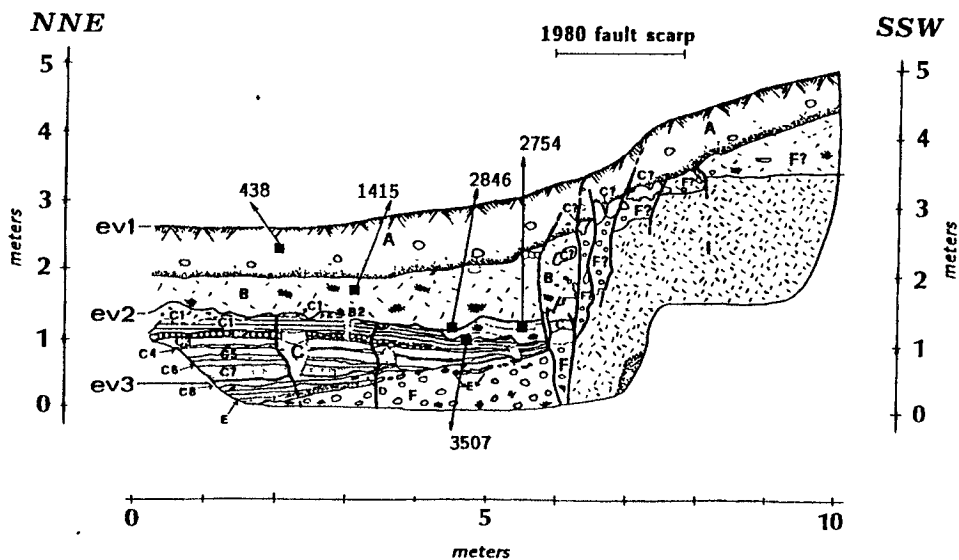


Figura 4: Corte a través de la falla normal de Irpinia (Italia, 1980) en donde se observan 3 eventos y la localización de las muestras datadas con sus edades. (Pantosti et al. 1993)

En el caso de fallas de desgarre, hay translación horizontal de las unidades, y es necesario excavar también trincheras paralelas a la falla, a ambos lados de ella, para reconstruir el movimiento en tres dimensiones (Figura 5).

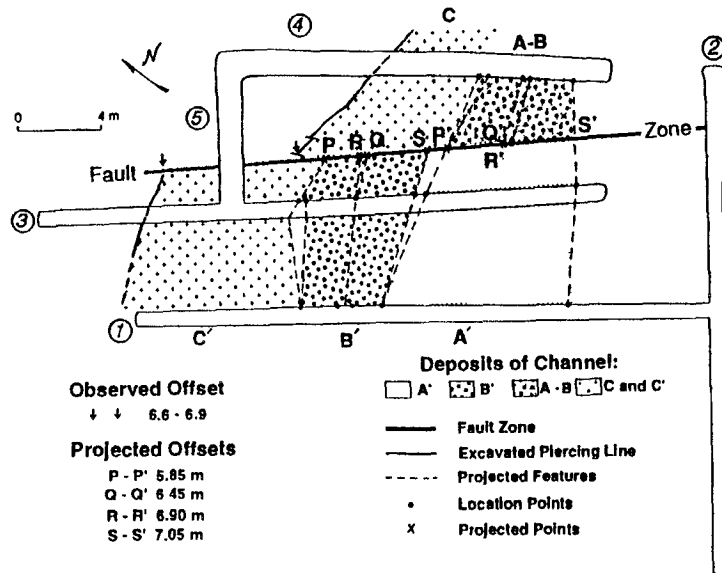


Figura 5: Disposición de las trincheras excavadas en la falla de San Andrés. Nótese el desplazamiento horizontal de las unidades geológicas. (Sieh et al. 1981)

En todos los casos se utilizan métodos semejantes a los usados en arqueología, para referir las distintas observaciones a un sistema de coordenadas. De este modo, todos los detalles quedan repertoriados exactamente en el espacio.

Los métodos geomorfológicos se han desarrollado en forma impresionante últimamente, y hay quienes los prefieren a las trincheras pues pueden resultar más económicos. Corresponden al estudio del efecto discontinuo de los sismos sobre el proceso deformación-erosión en la vecindad de la región de falla. El paisaje es modificado en forma brusca por un sismo, en particular por la presencia del escarpe de falla y por la deformación asociada (pliegues, grabens, pull-aparts, cerritos de compresión etc.). El efecto acumulado de varios sismos es, en teoría, la suma de todos los efectos individuales. Sin embargo, la erosión juega un rol opuesto a la tectónica y las estructuras más antiguas son las más afectadas por ella. Todo depende entonces del equilibrio entre la tasa de erosión y de deformación, proceso que puede ser representado por modelos numéricos. Utilizando conjuntamente la observación del relieve topográfico y los modelos matemáticos, es posible calcular la magnitud y la recurrencia de los eventos necesarios para construir el paisaje. Los modelos utilizados actualmente incluyen: deformación tectónica elasto-plástica, erosión, isostasia, reología (King and Bailey, 1985; Avouac and Tapponnier, 1993).

El estudio de terrazas marinas constituye un capítulo especial de la geomorfología. En efecto, el estudio del levantamiento de la costa en regiones tectónicamente activas produce formas características que corresponden a la particularidad de tener un nivel de referencia horizontal, el nivel del mar. El levantamiento de las terrazas crea estructuras escalonadas, en las cuales existe abundante flora y fauna marina adecuada para la

determinables, para determinar la actividad de las fallas que los cortan. Un ejemplo notable ha sido descrito por Rebañ et al. (1993) en las riveras del lago Sevan en el Pequeño Cáucaso.

Otros tipo de depósito que requiere técnicas particulares es el que corresponde a las morrenas de glaciares. Un ejemplo clásico es el de las morrenas de los Andes venezolanos desplazadas lateralmente por la falla de Boconó, y estudiadas por primera vez por Rod (1956) y más tarde por Schubert and Sifontes (1970). Las inclinaciones permanentes producidas por terremotos modifican el crecimiento de estalactitas y estalagmitas en grutas. Forti and Postpischl (1984) han observado variaciones instantáneas del eje de crecimiento de estalagmitas correlacionadas con varios terremotos en distintas regiones de Italia. Mencionemos finalmente el interés de los sitios arqueológicos en zonas sísmicas para identificar paleosismos por la destrucción de edificios, abandono de sitios, reocupaciones y cambios en las condiciones ambientales (Figura 7).

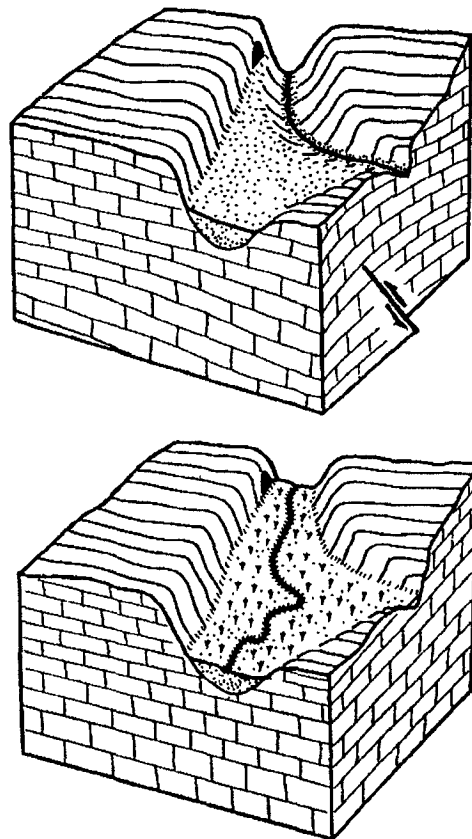


Figura 7: Cambio brusco del lecho de un río cerca de un sitio arqueológico (caverna) debido a la actividad de una falla inversa. (Bayley et al. 1993)

La paleosismología reúne, como se ha visto, una gran variedad de problemas y de tecnologías, y exige obviamente un esfuerzo pluridisciplinario.

datación. Además se puede observar diferencias en la deformación, por ejemplo, la inclinación de las capas sedimentarias, o en las tasas de levantamiento, que pueden conducir a una modelización detallada del proceso de deformación. Diferentes niveles de fauna en acantilados permiten detectar la componente vertical de los desplazamientos (Kanawa and Pizzaroli, 1985).

El estudio de las terrazas fluviales, también un tema geomorfológico, se ha transformado en una disciplina bien individualizada. En efecto, el proceso de erosión fluvial obedece a leyes de equilibrio hidráulico, pues el perfil de un río depende de la posición relativa de sus puntos extremos, nacimiento y desembocadura. El levantamiento brusco debido a un terremoto produce un reajuste del perfil fluvial. En particular el río socava rápidamente un lecho más profundo, las antiguas terrazas de inundación quedan expuestas y nuevas terrazas son depositadas en niveles más bajos. La abundancia de material orgánico facilita la datación (Figura 6).

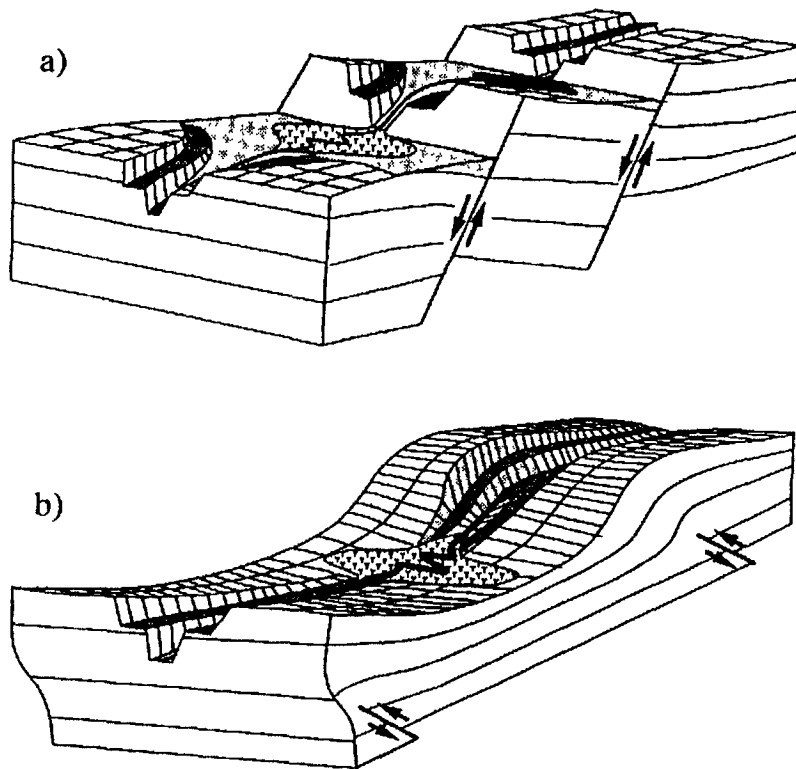


Figura 6: Pérturbación del lecho fluvial en el caso a) de una falla normal y b) de una falla inversa. (King et al. 1985)

Otros fenómenos importantes tienen también valor paleosismológico. Así, por ejemplo las erupciones volcánicas pueden ser cósmicas, como en el caso del gran terremoto chileno de 1960 ($M_w = 9.6$). Pero también se puede utilizar depósitos volcánicos (cenizas, capas de lava, depósitos piroclásticos), cuyas edades son fácilmente

Efectos secundarios de un sismo con potencial paleosimológico.

Cada terremoto de magnitud importante ($M > 6$) exhibe una gran diversidad de fenómenos secundarios que permiten: identificar el carácter sísmico del evento (algo no trivial), cuantificar la importancia del terremoto y determinar el momento de ocurrencia (ver Figura 8, C. Allen, 1986). Mencionaremos los siguientes:

a) El desplazamiento de unidades geológicas de ambos lados de la falla. Esto permite, por correlación de las unidades desplazadas, medir la dislocación o salto de la falla que puede ser usada en el cálculo de la magnitud o del momento sísmico. Es importante notar que cuando varios terremotos han desplazado una unidad geológica, es necesario proceder a la eliminación sucesiva de los sismos, uno a uno, para separar el desplazamiento total en los correspondientes a cada sismo. Este es un trabajo de reconstitución a la inversa del proceso tectónico. También sucede que, en algunos casos, la situación se complique por ramificación de la falla cerca de la superficie libre. En estos casos es también posible, aunque más compleja, la reconstrucción del proceso. b) La deformación cercana a la falla principal puede producir fisuras de extensión, microfallas, pliegues, rotación de bloques limitados por fallas. Todos estos rasgos son característicos de un proceso sísmico, y aparecen solo cuando la magnitud supera un cierto umbral, y además, permiten constreñir la cinemática del movimiento principal. c) El aumento de la presión de poros en profundidad durante el sismo, y la apertura de fisuras de extensión, favorecen la eyección violenta de chorros de agua y arena formando pequeños volcanes de arena en la superficie libre. Estos objetos testimonian la existencia de un evento sísmico importante. d) Las vibraciones producidas por un terremoto pueden activar inestabilidades gravitatorias en la secuencia estratigráfica fina típica de los fondos lacustres (Varvas lacustres). Capas de baja densidad pueden deformarse localmente en forma diapírica, dejando una traza de la perturbación. Como las varvas lacustres permiten una datación absoluta en regiones templadas o frías, estas observaciones son de gran precisión. e) La fricción a lo largo del plano de falla produce temperaturas elevadas suficientes para inflamar las emisiones de gas metano eventualmente presente. Los arbustos incendiados en una banda angosta a lo largo de la falla quedan como testimonio datable de la actividad sísmica, tal como ocurrió durante el terremoto de Spitak, en Armenia (Philip et al. 1993). f) Las condiciones de erosión y depósito sedimentario cambian localmente debido al desplazamiento de la falla. Esto trae como consecuencia un aumento del espesor de las capas al lado del escarpe en el bloque subsidente, y al mismo tiempo, un cambio en la textura de los sedimentos. La granulometría más grosera corresponde a desniveles abruptos y a erosión y sedimentación rápida. g) En el caso de fallas de desgarre, un cambio de dirección adecuado puede producir un "pull apart", es decir una pequeña región abierta en extensión por el movimiento de la falla. Los sedimentos que rellenen el interior son testigos del sismo y, pueden contener elementos

datables. Un ejemplo cercano es el de la falla de Oca al cruzar el lago de Maracaibo. h) Las grandes fallas de desgarre, como la falla de Bolnai en Mongolia (Baljinnyam et al., 1993), presentan una morfología típica, formada por una sucesión de cerritos de compresión y "pull aparts" escalonados a lo largo del desgarre. Las depresiones asociadas a los "pull apart" forman charcos (sag ponds) alineados a lo largo de la falla, los que dejan restos paleosismológicos. i) Otras modificaciones del paisaje son: deslizamientos de terreno, lagunas originadas por retención del drenaje, cerritos de compresión en la capa vegetal, grietas de extensión, montículos originados por la huída de animales de cuevas subterráneas, destrucción de sitios arqueológicos, etc., las que constituyen otras tantas evidencias de la existencia de terremotos en el pasado.

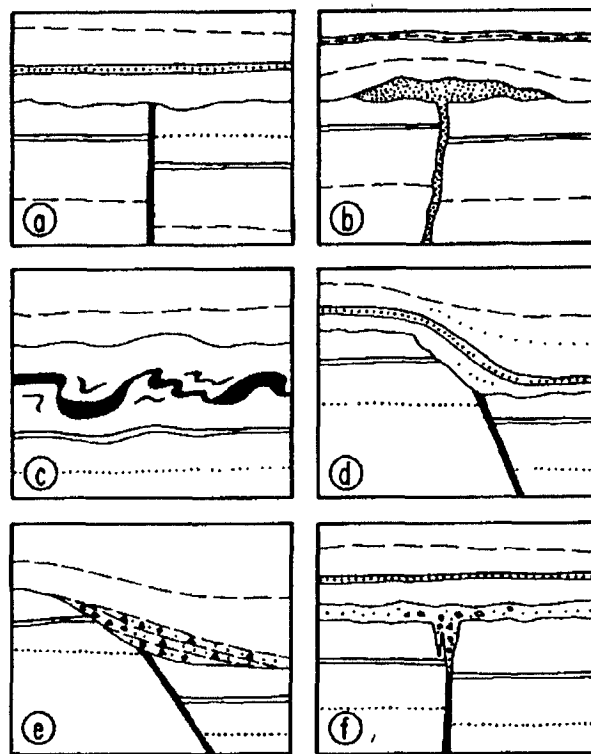


Figura 8: a) Desplazamiento vertical de unidades litológicas, seguido por un período de sedimentación tranquila. b) Grieta y volcán de arena fosiles. c) Deformación cósmica de Varvas lacustres. d) Falla normal desplazando la roca de manera frágil y deformando plásticamente los sedimentos no consolidados. e) Desplazamiento por falla normal seguido de erosión y sedimentación rápida de material grueso. f) Grieta rellena con sedimentos más recientes. (Allen C. 1986)

Metodos de datación

El problema de la datación es crucial para la construcción de la secuencia de sismos en una falla. Existe una gran diversidad de métodos de datación, en función de las características del problema estudiado. La Tabla I según Pierce (1986) clasifica estos métodos en función de la precisión que ofrecen.

TABLA I

Numéricos:

1. *Anuales*. Registros históricos. Dendrocronología. Varvas lacustres.
2. *Radiométricos*: C_{14} . Serie del Uranio. Potasio-Argón. "Fission tracks". Termoluminiscencia. Otros isótopos cosmogénicos.

Relativos:

Isómeros de amino-acidos. Hidratación de obsidiana. Tefra-hidratación. Liquenometría. Desarrollo de suelos. Meteorización de rocas y minerales. Modificación progresiva del paisaje. Tasa de depósitacion sedimentaria. Tasa de excavación de lechos fluviales. Tasa de deformación.

Por correlación:

Estratigrafía. Tephrocronología (cenizas volcánicas). Paleomagnetismo. Fósiles y artefactos. Isótopos estables. Tectitas y microtectitas.

Sin embargo, hay algunos métodos que se han impuesto como los más útiles en paleosismología. Por ejemplo, la varvas lacustres se suceden regularmente cada año, igual que los anillos de crecimiento de los árboles (dendrocronología), y permiten por simple enumeración, calcular las edades con la precisión de un año. Sin embargo no permite avanzar más allá de mil años hacia atrás. En el caso en que exista material orgánico, el método más usado es el del C_{14} . Este método es eficaz entre 1000 y 20.000 años en el pasado. En zonas desérticas, en las cuales es difícil o imposible obtener material orgánico, es posible utilizar métodos como la termoluminiscencia o las trazas de fisión (fission tracks). La termoluminiscencia es la respuesta a la perturbación de las rocas por radiación α , β y γ . Se compara la radiación secundaria emitida por la muestra a distintas temperaturas, con la emitida por un patrón sometido a dosis conocidas de radiación primaria. Los mejores resultados se obtienen en feldespatos y cuarzos de sedimentos y suelos carbonatados, para edades entre 10^4 y 10^6 años. Las lavas

volcánicas pueden ser datadas con métodos paleomagnéticos, pues se solidifican adquiriendo la magnetización terrestre existente en el momento de la erupción.

Reevaluación de la peligrosidad sísmica

La peligrosidad sísmica es la probabilidad de tener, dentro de una región, un sismo de magnitud mayor que una magnitud dada, en un intervalo de tiempo especificado. Se puede también expresar como la probabilidad de superar una aceleración dada, en un punto al interior de una región, dentro de una ventana de tiempo.

Este cálculo, en la práctica, utiliza implícitamente la hipótesis de regularidad de la actividad sísmica, y lo que es más, a partir de una ventana temporal muy restringida correspondiente a la sismicidad histórica.

Datos paleosismológicos, obtenidos en la falla de San Andrés en California (K. Sieh, 1981, 1990) (Figura 9) y en la falla de El Asnam en Argelia (Meghraoui, 1988) (Figura 10), y correspondientes a una sucesión de terremotos identificados, cuantificados y datados, demuestran que en ambos casos la actividad no ha sido regular sino que períodos de calma alternan con períodos de actividad intensa.

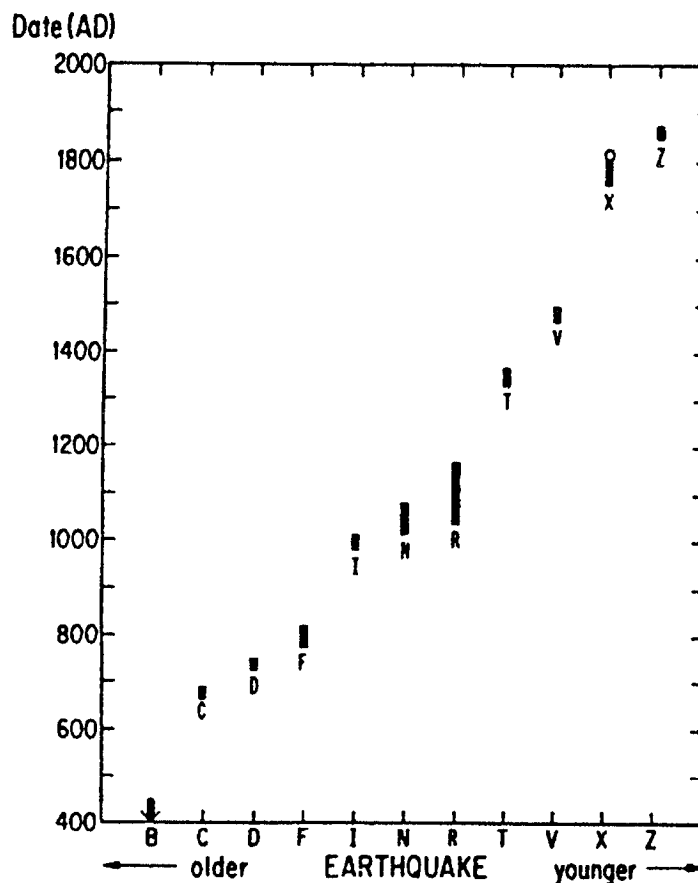


Figura 9: Historia de la actividad de la falla de San Andrés a partir de datos paleosismológicos. La actividad no es periódica. (Sieh K. 1981, 1990)

Estos resultados son compatibles con las predicciones de modelos no lineales aplicados a la física de la fuente sísmica. El enfoque clásico aplicado a la falla de El Asnam, por ejemplo, predice una recurrencia de 750 años para los sismos de magnitud ≈ 7 . Por el contrario, las observaciones de El Asnam muestran que todo depende de la posición de la ventana de observación. Por ejemplo, los eventos 3, 4, y 5 ocurren dentro de un intervalo de 200 años y son seguidos por un período de calma de 2000 años. Observaciones similares resultan de la distribución de los eventos en el caso de Pallet Creek en la falla de San Andrés.

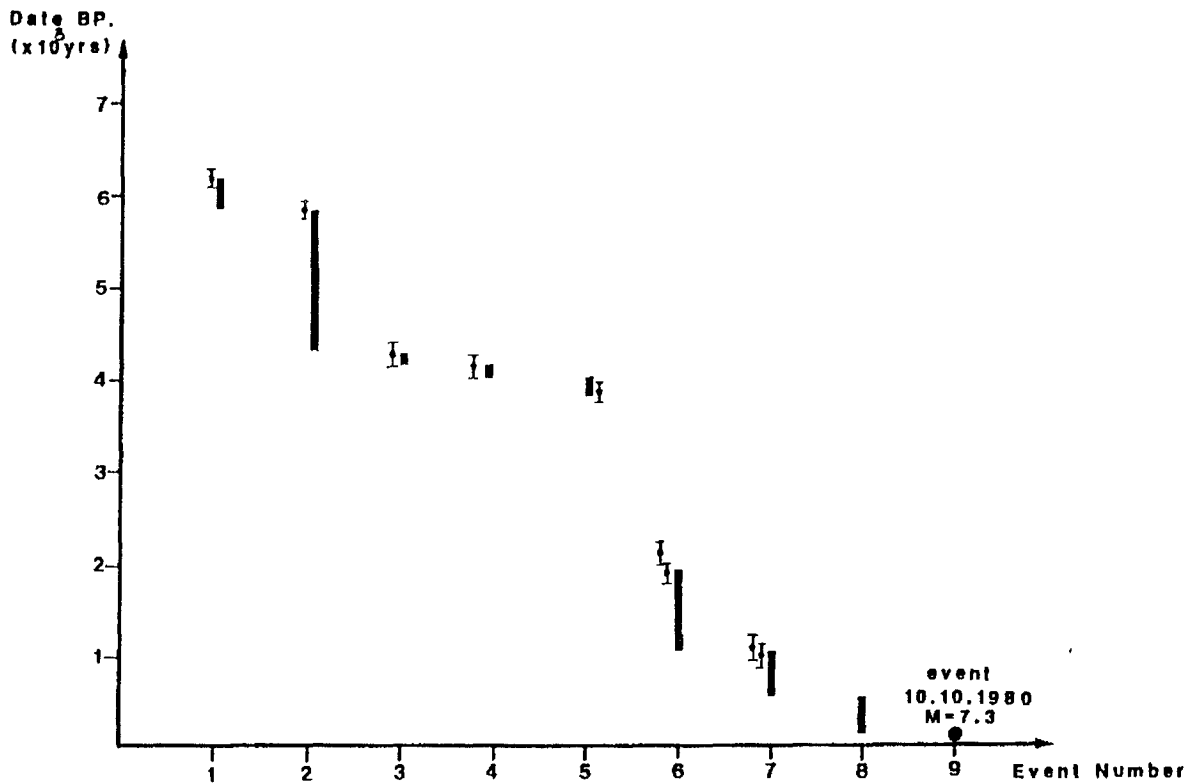


Figura 10: Historia de la actividad de la falla inversa de El Asnam, a partir de datos paleosismológicos. 9 eventos de magnitud comparable ($M \sim 7$) se distribuyen irregularmente en el tiempo. (Meghraoui et al., 1988)

Conclusiones

Los métodos tradicionales para la estimación de la peligrosidad sísmica, reposan, entre otras, en estas dos hipótesis:

-regularidad del proceso sísmico a lo largo del tiempo

-representatividad de la muestra obtenida con la sismicidad histórica

La paleosismología permite determinar los terremotos pasados, cuantificarlos y datarlos, extendiendo de manera significativa, las observaciones hacia el pasado.

En aquellos casos en que existe un registro paleosismológico suficientemente largo, se ha demostrado que la historia sísmica no es uniforme, sino que períodos de intensa actividad se intercalan con largos períodos de calma.

Es posible construir modelos no lineales que expliquen las observaciones anteriores y que al mismo tiempo, reposen sobre una descripción física realista del fenómeno sísmico.

La paleosismología resulta particularmente valiosa en regiones de sismicidad moderada o intermedia, como Colombia, en donde el registro histórico es particularmente no representativo.

Bibliografía

- Allen C.** (1986) Seismological and paleoseismological techniques of research in active tectonics. in *Active Tectonics*. **Nat. Acad. Press**, 148-154.
- Avouac J. P. and Tapponnier P.** (1993) Kinematic model of active deformation in Central Asia. *Geophys. Res. Lett.*, **20**, N° 10, 895-898.
- Baljinnyam I., A. Bayasgalan, B. A. Borisov, A. Cisternas, M. G. Dem'yanovich, L. Ganbaatar, V. M. Kochetkov, R. A. Kurushin, P. Molnar, H. Philip and Yu. Ya. Vashchilov** (1993) Ruptures of major earthquakes and active deformation in Mongolia and its surroundings. *Geol. Soc. Am., Memoir 181*, 62 pp.
- Bayley G., G. King and D. Sturdy** (1993) Active tectonics and land-use strategies: a Paleolithic example from northwest Greece. *Antiquity*, **67**, 292-312.
- P. Forti and D. Postpischl** (1984) Seismotectonic and paleoseismic analyses using karst sediments. *Marine Geology*. **55**, 145-161.
- Kanawa T., Pirazzoli P. A.** (1985) Holocene coastline changes and seismic uplift in Okinawa Island, the Ryukyus, Japan. *Zeitschrift für Geomorphologie*, **57**, 11-31.
- King G. and G. Bayley** (1985) The paleoenvironment of some archaeological site in Greece: the influence of accumulated uplift in a seismically active region. *Proc. Prehist. Soc.*, **51**, 273-282.
- Meghraoui M., H. Philip, F. Albarede and A. Cisternas** (1988) Trench investigations through the trace of the 1980 El Asnam thrust fault: Evidence for paleoseismicity. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **78**, N° 2, 979-999.
- Pantosti D., Schwartz D. and Valensise G.** (1993) Paleoseismology along the 1980 surface rupture of the Irpinia fault: Implications for earthquake recurrence in southern Apennines, Italy. *J. Geophys. Res.*, **vol. 98**, N° B4, 6561-6577.
- Philip H., E. Rogozhin, A. Cisternas, J. C. Bousquet, B. Borisov, A. Karakhanian** (1993) The Armenian earthquake of December 7, 1988: Faulting and folding, neotectonics and paleoseismicity. *Geophys. J. Int.*, **110**, 141-158.
- Pierce K. L.** (1986) Dating methods. in *Active Tectonics*. **Nat. Acad. Press**, 195-214.
- Rebäi S., H. Philip, L. Dorbath, B. Borisov, H. Haessler and A. Cisternas** (1993) Active tectonics in the Lesser Caucasus: Coexistence of compressive and extensional structures. *Tectonics*, **12**, 1089-1114.
- Rod E.** (1956) Strike-slip faults of northern Venezuela. *Am. As. Petrol. Geol. Bull.*, **40**, 457-476.
- Schubert C. and R. S. Sifontes** (1970) Boconó fault, Venezuelan Andes: Evidence of post-glacial movement. *Science*, **vol 170**, 66-69.
- Sieh K. and P. Williams** (1990) Behaviour of the southernmost San Andreas fault during the past 300 years. *J. Geophys. Res.*, **vol 95**, 6629-6645.
- Sieh K.** (1981) A review of geological evidence for the occurrence of great earthquakes. in *Earthquake Prediction*. **AGU**. 181-207.