

ANÁLISIS DE DEFORMACIÓN TECTÓNICA EN EL PIEDEMONTE DE LAS CORDILLERAS CENTRAL Y OCCIDENTAL VALLE DEL CAUCA, COLOMBIA

Trabajo de grado para optar al título de Maestría en Ciencias de la Tierra

Por:

MYRIAM CARLOTA LÓPEZ CARDONA

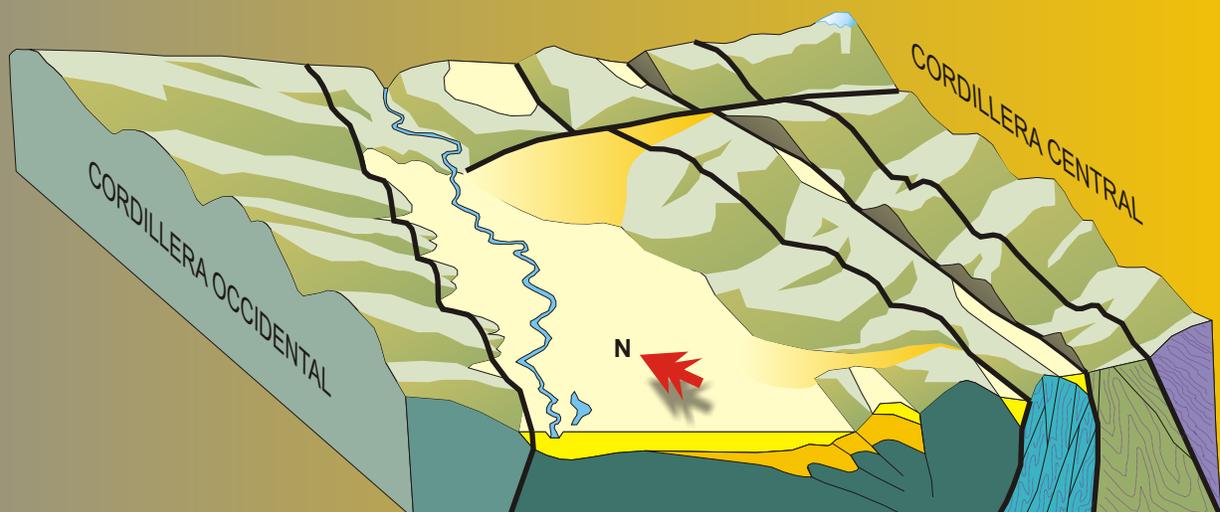
Directores:

**Prof. Franck A. Audemard
Prof. Gloria Elena Toro**

**UNIVERSIDAD EAFIT
Programa de GEOLOGÍA**

**Medellín
Agosto de 2006**

ANEXOS



ANEXO 1

METODOLOGÍA: AMPLIACIÓN DE CONCEPTOS

ANEXO 2

EL REGISTRO GEOMORFOLÓGICO DE DEFORMACIÓN TECTÓNICA EN LOS
PIEDEMONTES DE LAS CORDILLERAS CENTRAL Y OCCIDENTAL, VALLE DEL CAUCA,
COLOMBIA: DETALLE

ANEXO 3

EL REGISTRO ESTRATIGRÁFICO DE DEFORMACIÓN TECTÓNICA EN LOS
PIEDEMONTES DE LAS CORDILLERAS CENTRAL Y OCCIDENTAL, VALLE DEL CAUCA,
COLOMBIA : DETALLE

ANEXO 4

RELACIONES DE LAS FALLAS CON LOS ESFUERZOS PRINCIPALES: DIEDRO RECTO

ANEXO 5

CUANTIFICAR EL TERREMOTO: MAGNITUDES

Análisis de deformación tectónica en los piedemontes de las Cordilleras
Central y Occidental Valle del Cauca,
Colombia - Contribuciones Paleosísmicas

Por:

Myriam C. López C.
Universidad EAFIT

ANEXO 1

**METODOLOGÍA: AMPLIACIÓN DE
CONCEPTOS**

APROXIMACIÓN GEOMORFOLÓGICA

El principal problema que se enfrenta en el análisis geomorfológico tiene que ver con el “principio de convergencia geomórfica”, pues rasgos geomorfológicos similares son generados por fenómenos diferentes, no solamente tectónicos (Chorley et al., 1984; Schumm, 1991; McCalpin et al., 1996) en (McCalpin et al., 1996). Por tal razón se hace énfasis en la discriminación de geoformas tectónicas, depositacionales, erosivas y antrópicas.

Tal como ha sido sugerido por Bull (2000), para obtener ventanas de la deformación del terreno en el Cuaternario tardío, el estudio geomorfológico se enfocó en terrazas, abanicos aluviales y en general en superficies suaves con el análisis paralelo del comportamiento de la red de drenaje. Esto con el ánimo de eliminar interferencias debidas a deformaciones anteriores y definir sitios para elaboración de trincheras y muestreos para dataciones absolutas. Conceptos de diferentes autores se involucraron en el estudio geomorfológico, por ejemplo:

Geomorfología fluvial

□ *Redes de drenaje y canales*

En la identificación de la historia geomorfológica de una región, tradicionalmente se utilizan las clasificaciones de las redes de drenaje. Por ejemplo aquellas inicialmente desarrolladas por Powell (1875) y Davis (1898; 1899) (ver Miall, 1996, Pag. 13) (trellis, paralelo, radial, centrípeto, antecedente, subsecuente, superimpuesto, etc.) permiten identificar con un grado muy aproximado si el control litológico o estructural domina la morfología de una región. Estas clasificaciones usualmente están referenciadas en textos clásicos de geomorfología, por ejemplo Lobeck (1939, Pag. 173), Howard (1967) y Bloom (1991, Pag. 287).

Por otro lado, además de la documentación existente sobre los procesos autigénicos que actúan en la dinámica de formación de los diferentes tipos de drenaje, por ejemplo la clasificación de trenzados, meándricos, anastomosados y rectos, varios autores ilustran el ajuste de los ríos al levantamiento y subsidencia y utilizan como indicadores de deformación tectónica el movimiento o posición, densidad, y tamaño de las barras de lecho así como los cambios en la sinuosidad de los canales (Burnett y Schumm, 1983; Ouchi, 1985; Audemard y Robertson, 1996). Audemard (1999) y Holbrook y Schumm (1999) sostienen que el drenaje de orden menor es sensible al levantamiento tectónico pues los ríos tienden a deflectarse cuando el poder de la corriente es menor que la tasa de levantamiento tectónico. Por su parte Schumm et al. (2002) demuestran que en cuencas retro inclinadas, la migración de nodos de avulsión y los cinturones de canales se producen corriente arriba del sitio de avulsión.

□ *Terrazas de los ríos*

Son quizás los mejores indicadores geomorfológicos de levantamiento tectónico. Cambios en el nivel base sobre la longitud y los patrones de los canales son ilustrados por Schumm (1993). Aunque también se ha demostrado que la reducción de la carga en una parte del sistema de un río por la finalización de la glaciación en un área puede conllevar el desarrollo de terrazas en regiones alejadas de ésta.

□ *Abanicos Aluviales*

En la definición morfológica de los abanicos aluviales se tienen en cuenta las gradaciones en el relieve desde los sitios de deyección y la forma de radiación cónica de los depósitos aluviales (Miall, 1996). La red de drenaje y cuerpos de agua sobre los abanicos, son útiles para determinar los patrones y anomalías que definen el comportamiento de estas superficies ante la acción tectónica, depositacional y/o erosiva.

Dado que la parte superior y baja de un abanico aluvial, pueden tener edades diferentes, debido únicamente a procesos de depositación, Burbank y Anderson (2001) recomiendan antes de usar abanicos aluviales como marcadores geomorfológicos determinar separadamente la edad de formación.

□ *La geomorfología de pliegues y cuencas piggy-back*

Como indicador muy sensible de actividad tectónica, el crecimiento de fallas y pliegues, ha sido sustentado por Burbank et al. (1996). Los desplazamientos de pliegues y fallas son documentados por Molnar et al. (1994) y Rockwell et al. (1984).

El término *piggy-back* fue inicialmente asignado por Ori y Friend (1984), posteriormente Ricci Lucchi (1986) propone usar el termino para referirse a cuencas satélites menores. Estas cuencas se desarrollan como rampas de fallas que cortan las cuencas ubicadas hacia el orógeno, se encuentran levantadas, aíslan parte del orógeno y actúan como barreras de sedimentos.

Geoformas de paleoterremotos

Varios autores han sintetizado las formas del terreno típicas generadas en los distintos ambientes de fallamiento. Wesson et al. (1975) lo hacen para fallas normales y rumbodeslizantes y Philip et al. (1992) lo hace para fallas inversas. Para las fallas inversas Philip et al. (1983) ilustra los escarpes típicos generados en ambientes compresivos, basándose en las geoformas generadas durante el terremoto de Asnam (Figura 1) Para las fallas rumbo deslizantes, la clásica gráfica de Wesson et al. (1975) se basa en el comportamiento de la red de drenaje, los desplazamientos, capturas y la formación de lagunas o empozamientos producto de la formación de barreras en el terreno o colinas de presión que acompañan la cizalla (Figura 2). Para las fallas normales el escarpe de falla típico es similar al de un deslizamiento, pues el colapso gravitacional domina la geoforma junto con depósitos al pie del escarpe de la falla.

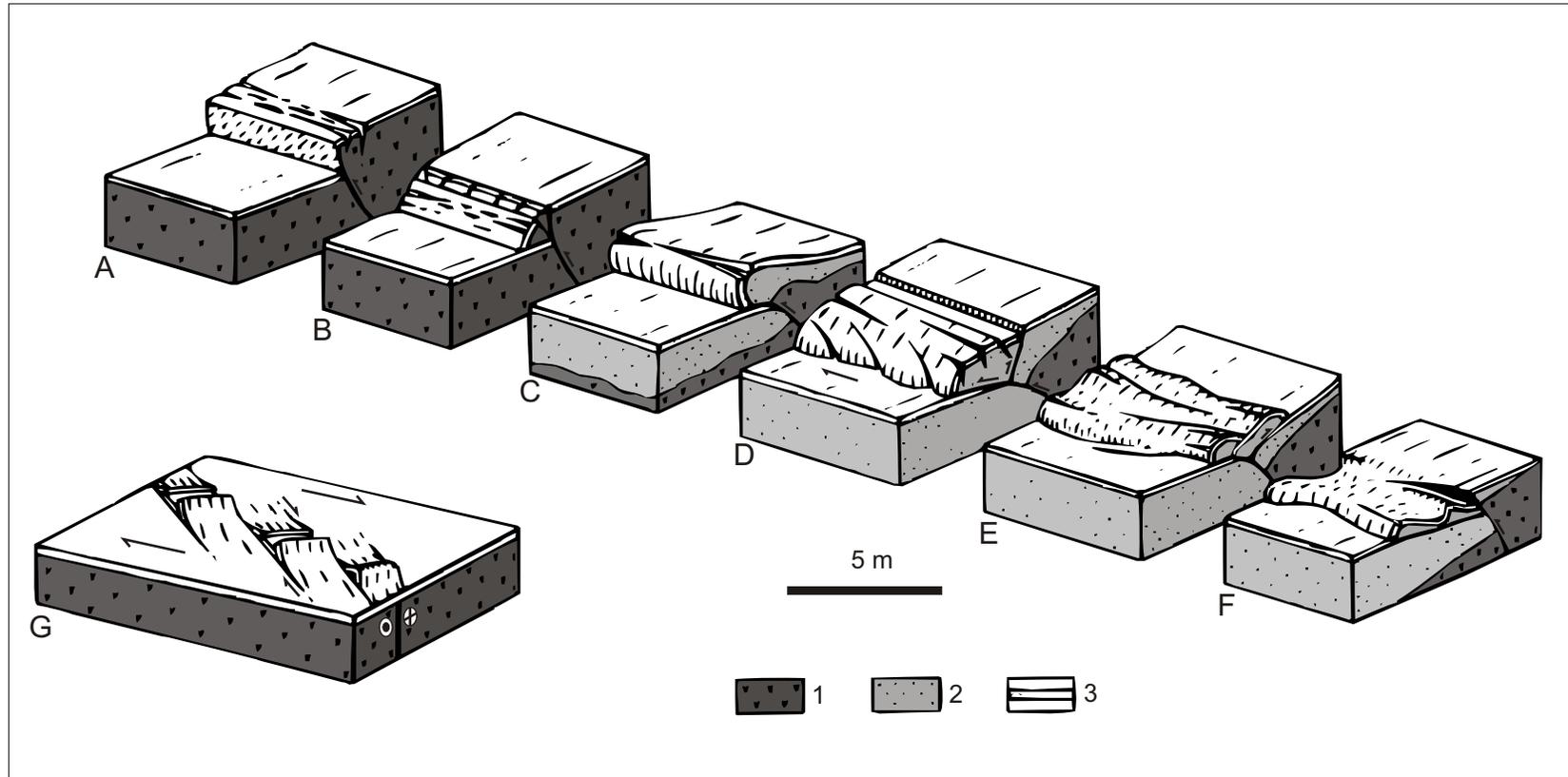


Figura 1. Tipos de escarpes de falla de cabalgamiento producidos a lo largo de la falla Spitak durante el terremoto de 1988 Ms 6.9 en Armenia. A) escarpe de cabalgamiento simple. B) Escarpe de colapso del bloque colgante. C) Colina de presión simple. D) Colina de presión dextral. E) Colina de presión de retrocabalgamiento. F) Colina de presión de bajo ángulo. G) Colinas de presión en escalón. 1, lecho de roca; 2, sedimentos suaves del Cuaternario; 3, turvas. Traducido y redibujado de Philip et al. (1992).

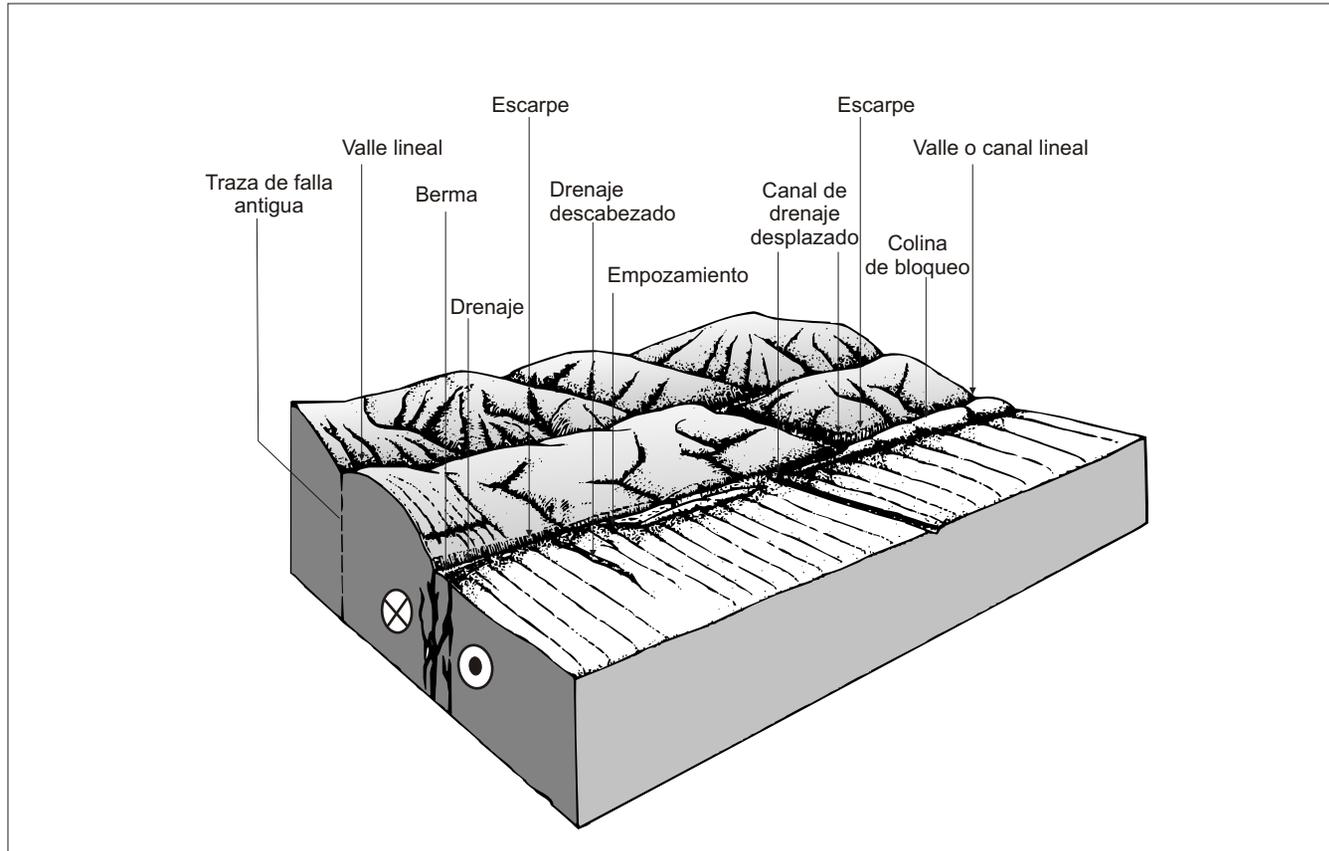


Figura 2. Conjunto de formas del terreno relacionadas con fallamiento rumbo deslizante dextral. Redibujado y traducido de Costa y Baker (1981). Resaltan los empozamientos o lagunas de falla (*sag-ponds*), los drenajes descabezados y desplazados y los canales lineales controlados por escarpes como las colinas de bloqueo o “lomos de obturación” (*shutter ridge*).

APROXIMACIÓN ESTRATIGRÁFICA

El registro estratigráfico se deben sustentar las evidencias de rupturas, los desplazamientos por fallas, y las deformaciones tectónicas que han actuado en una región. Como fundamento se tienen en cuenta los conceptos básicos de estratigrafía. Los principios desarrollados por Steno en 1667 (En Fritz y Moore, 1988) tales como la horizontalidad original, la ley de superposición y continuidad lateral. La idea de orden de las superficies estratigráficas (Miall, 1996) y leyes de corte y relleno.

Por otro lado, los conceptos estratigráficos aplicables para estudiar sistemas depositacionales de interés para las investigaciones paleosísmicas se deben basar en el reconocimiento de eventos geológicos y su relación con el tamaño y la edad (Seilacher, 1990). Un reto para estas investigaciones es descubrir la impronta de “eventos” en el registro estratigráfico. Estratigráficamente se consideran “eventos” los procesos generados por variaciones climáticas extremas y/o por terremotos, es decir los flujos de masa, los depósitos de inundaciones terrestres y las *sismitas* senso Seilacher (1969; 1984).

Dado que en el registro estratigráfico los ciclos y eventos son complementarios, su identificación requiere abordar problemas de dinámica estratigráfica (Seilacher, 1990). Este autor sintetiza el reconocimiento de estructuras de depositación y deformación tectónica, en varios pasos: eliminando las huellas secundarias; probando la secuencia para definir cambios periódicos (ciclos) o de eventos versus sedimentación lenta; identificando la naturaleza de los ciclos o eventos y definiendo qué tan completo es el registro a diferentes escalas.

Los rasgos típicos, identificables en el registro estratigráfico, desarrollados por deformación tectónica cosísmica y postsísmica se resumen en la [Tabla 1](#).

□ *Cuñas coluviales*

Son sedimentos depositados en la base de escarpes de falla, considerados como expresiones estratigráficas primarias postsísmicas (ver [Tabla 1](#)) que reflejan episodios de deslizamiento y degradación del escarpe (McCalpin et al., 1996). Han sido utilizados ampliamente por los paleosismólogos para determinar la recurrencia de terremotos. En muchos casos los ciclos de deslizamiento de una falla y la degradación del escarpe producen cuñas coluviales al pie de la pared colgante; cada cuña tiene facies reconocibles que registran la historia completa de fallamiento sobre la edad del escarpe.

□ *Sismitas*

Cuando Seilacher (1969) identificó deformaciones en capas de sedimentos finos en el Shale de Monterey les atribuyó el nombre genético de *sismitas*. "El termino se refiere a la deformación in situ de sedimentos, por una sacudida in situ mas que por efectos sísmicos secundarios como por ejemplo los tsunamis, deslizamientos y corrientes de turbidez que pierden el signo de su origen sísmico (o impacto) en su fase depositacional". Este autor ilustró las estructuras típicas que se desarrollan en una sección de una *sismita*, debido a la licuación de materiales finos, lodos y arenas inconsolidadas (Seilacher, 1990).

□ *Canales, depósitos de gravas y levantamiento sindepositacional*

El levantamiento sindepositacional produce efectos en los canales aluviales que se preservan en el registro estratigráfico, éste puede controlar la distribución de litofacies, tal como lo hacen el curso de la corriente o el patrón del canal (Miall, 1996). Fuera de una cuenca depositacional los levantamientos están sujetos a erosión y a menudo sirven como fuente primaria de sedimentos para el relleno de una cuenca.

Tabla 1. Clasificación de rasgos paleosísmicos, expresiones geomorfológicas y estratigráficas (Tomada de McCalpin, 1996).

Génesis	Primarias (Creadas por deformación tectónica)			
	En la falla		Fuera de la falla	
Localización	Cosísmicas		Cosísmicas	
Tiempo	Postsísmicas		Postsísmicas	
Expresión Geomorfológica	1. ✓ Escarpes de falla	2. ✓ Contribuciones después del deslizamiento	3. ✓ Superficies inclinadas	4. ✓ Terrazas aluviales Tectónicas
	✓ Pliegues	✓ Cubiertas coluviales	✓ Líneas de costa levantadas	✓ Contribuciones después del deslizamiento
	✓ Huellas de topo		✓ Líneas de costa sumergidas	
	✓ Colinas de presión			
Expresiones estratigráficas	5. ✓ Estratos fallados	6. ✓ Cuñas coluviales	7. ✓ Depósitos de Tsunami.	8. ✓ Inconformidades erosivas y depósitos inducidos por levantamiento, subsidencia e inclinación
	✓ Estratos plegados	✓ Rellenos de fisura		
		✓ Inconformidades horizontes fallados)		
Abundancia de Rasgos similares no sísmicas	Pocas	Pocas	Algunas	Comunes
Génesis	Secundarias (Creadas por deformación tectónica)			
	En la falla		Fuera de la falla	
Localización	Cosísmicas		Cosísmicas	
Tiempo	Postsísmicas		Postsísmicas	
Expresión Geomorfológica	9. ✓ Arenas Expulsadas	10. ✓ Deslizamientos retrogresivos	11. ✓ Expulsión de arenas	12. ✓ Deslizamientos retrogresivos
	✓ Deslizamientos		✓ Deslizamientos	
	✓ Árboles perturbados		✓ Fisuras	
			✓ Compactación de sedimentos por subsidencia	
Expresiones estratigráficas	13. ✓ Diques de arena	14. ✓ Sedimentos depositados rápidamente estuarinos o lacustres	15. ✓ Diques de arena	16. ✓ Sedimentos depositados rápidamente estuarinos o lacustres
			✓ Cráteres rellenos	
			✓ Deformación de sedimentos suaves	
Abundancia de rasgos similares no sísmicas	Algunas	Muy comunes	Algunas	Muy comunes

Burbank et al. (1988) sostienen que el sincronismo entre progradación de gravas y cabalgamientos se presenta donde existen velocidades anómalamente altas de erosión y transporte desde el área origen, así se llenan los espacios disponibles en las cuencas subsidentes forzando el desbordamiento de la cuenca y la progradación de conglomerados durante el cabalgamiento.

El levantamiento intracuenca se refiere a la generación de altos relativos dentro de una cuenca depositacional. Estos pueden representar áreas de levantamiento tectónico o simplemente áreas de baja subsidencia, que producen altos topográficos relativos a los sistemas depositacionales de los alrededores. Y aunque el levantamiento intracuenca puede resultar de intrusiones, la deformación se atribuye a mecanismos de esfuerzos tectónicos intracuenca generalmente débiles que reactivan estructuras preexistentes en lugar de generar nuevas rupturas corticales (Sykes, 1978). En la estratigrafía fluvial estos levantamientos intracuenca se manifiestan por inconformidades angulares intraformacionales erosivas, y adelgazamiento localizado de estratos fluviales sobre los levantamientos (Miall, 1978).

□ *Basculamiento*

En el registro estratigráfico del Cuaternario es importante evaluar el basculamiento y procesos de acreción lateral en superficies buzantes. Por ejemplo distinguir cómo son las distintas facies y cómo varían debido a un basculamiento localizado generado por un anticlinal y cómo es la variación de los depósitos de canales de meandro con predominancia de superficies de acreción lateral que apuntan hacia el eje anticlinal y se alejan del sinclinal. Los cinturones de meandros se preservan arriba de la inclinación debido a la migración en la dirección del buzamiento de las corrientes de meandros sobre el limbo de un anticlinal buzante.

□ *Basculamiento longitudinal - cambios en el patrón del canal*

Los controles primarios de un patrón de canal son la carga y la descarga de sedimentos (Lane, 1955; Leopold y Wolman, 1957; Schumm, 1968). Los cambios en la pendiente generados por basculamiento corriente abajo resultan en *cambios en el patrón del canal*. Éstos deben registrarse en los depósitos sedimentarios, por ejemplo un incremento del basculamiento corriente abajo genera un incremento en la sinuosidad y si es lo suficientemente largo induce la formación de terrazas trezadas (Schumm, 1977; Adams, 1980).

□ *Corte y relleno*

El relleno de canales abandonados es útil para determinar la señal depositacional. Cuando el relleno está constituido por depósitos de carga de fondo quiere decir que el flujo se mantuvo constante durante el abandono gradual, mientras que los depósitos de carga en suspensión, lodos finos, son indicadores de una diversión o disrupción o abandono más abrupto del canal de flujo (Seilacher, 1990). Este cuadro general se sustenta si el abandono es por el corte de un meandro o por avulsión a lo largo del canal.

□ *Progradación de sedimentos clásticos*

En el registro estratigráfico también es importante evaluar la progradación de sedimentos clásticos gruesos en una cuenca. Pues se ha demostrado que hay coincidencia con el levantamiento de un área origen, por lo cual se afirma que existe una relación directa entre la edad de estratos conglomeráticos y el tiempo de levantamiento del área origen. Sin embargo algunos autores discrepan sobre el sincronismo entre estos (levantamiento y progradación) debido a los efectos de subsidencia y al intervalo de tiempo de erosión en la generación de gravas y progradación.

Un factor importante en común en cada uno de estos estudios es que la progradación de gravas estaría fundamentalmente controlada por la habilidad de la cuenca para atrapar los sedimentos cerca a la margen de la cuenca a través de la generación rápida de un espacio de acomodación por subsidencia (Blair y Bilodeau, 1988; Heller et al., 1988; Paola, 1988; Flemings y Jordan, 1989; Gordon y Heller, 1993). La progradación de gravas en una cuenca subsidente tiende a ocurrir después de importantes episodios de subsidencia y levantamiento relativo del área origen. Corresponde a una etapa postorogénica.

□ *Discontinuidades intraformacionales angulares*

Biot en 1937 (en Corrales Zarauza et al., 1977) cita por primera vez lo que se denomina la *discordancia progresiva* al estudiar los conglomerados de los Pirineos. Posteriormente Riba (1973) desarrolló estudios e interpretación de la génesis de este tipo de depósitos y presentó numerosos ejemplos para la cuenca del Ebro. Según este autor “una superficie de sedimentación que bascule, levantándose por un lado, hundiéndose o subsidiendo por otro, sin que cese el depósito, puede originar un abanico de capas o una discordancia progresiva”.

APROXIMACIÓN ESTRUCTURAL

Los conceptos que se tienen en cuenta en el estudio de la deformación de materiales terrestres parten de principios físicos desarrollados en el campo de la cinemática y la dinámica, los cuales han tenido un importante desarrollo gracias a trabajos experimentales en el campo de la geología y la mecánica (ver por ej. Ramsay, 1969; Wilcox et al., 1973; Crowell, 1974; Harding y Lowel, 1979; Suppe y Medwedeff, 1984; Biddle y Christie-Blick, 1985; Lowell, 1986). En el análisis de la deformación producida por un terremoto, se identifican los parámetros macroscópicos de la falla (Figura 3), su orientación en el espacio, longitud, área, y la cantidad de movimiento que puede presentar durante el momento de la liberación de la energía sísmica.

Tal como se hizo para el estudio geomorfológico, la toma de datos estructurales se centró en los pliegues y fallas que afectan las unidades estratigráficas que conforman las geoformas de superficies suaves como terrazas o abanicos aluviales. Esto implícitamente aplica un filtro a las medidas estructurales, pues elimina interferencias debidas a fases de deformación anteriores lo que permite dar un alto rango de confiabilidad al estilo estructural identificado como activo en la región. Así, después de la toma de medidas en campo, el otro paso a seguir es identificar el estilo de deformación para luego ubicarlo en un contexto regional.

Cinemática

El análisis cinemático es la reconstrucción de los movimientos que tienen lugar durante la formación y deformación de rocas. Para la evaluación cinemática de estructuras de deformación existen dos estrategias, una de ellas depende del comportamiento de las rocas durante la deformación, como cuerpos rígidos o no rígidos. Por ejemplo, durante la deformación de un cuerpo rígido, la rocas se trasladan o rotan de tal manera que la forma y tamaño original se preservan (ver por ejemplo Davis, 1984). Según Ramsay (1969) la traslación ocurre por discontinuidades y se expresa en términos de vectores de desplazamiento en tres (3) parámetros: distancia de transporte (magnitud del transporte), sentido del transporte y dirección del transporte (*trend* y *plunge* de las líneas de movimiento horizontal) (ver Figura 3). La rotación de un cuerpo rígido es una operación que cambia la configuración de puntos y se describe mejor como la rotación alrededor de un eje común. Así los cambios en la localización de puntos se describen por la orientación de los ejes de rotación (*trend* y *plunge*), el sentido de rotación (en sentido de las manecillas del reloj o contrario) y la magnitud de la rotación (diferentes ángulos de vista).

□ Mecanismo de origen del terremoto - Orientación de la falla

Según Inoue et al. (1983), los procesos de origen de un terremoto se describen matemáticamente por el “modelo de falla”, ésto aceptando que la mayoría de los terremotos superficiales son causados por una ruptura de cizalla (*shearing*) que se expande sobre un plano de falla finito. En este modelo un terremoto se describe por la “cizalla” o deslizamiento, con un vector de desplazamiento \mathbf{e} sobre un plano de falla. El término cizalla indica que el vector de deslizamiento, representado por la estría y señalado con \mathbf{e} en la Figura 3, es perpendicular al vector \mathbf{n} que es normal al plano de falla. Implícitamente se acepta que la dirección de \mathbf{e} es constante durante el fallamiento. En sismología y en geología, la orientación de la falla \mathbf{n} y la dirección del deslizamiento \mathbf{e} se especifican por tres parámetros mostrados esquemáticamente en la Figura 3: Rumbo o dirección (*strike*) del plano de falla ϕ , buzamiento (*dip*) del plano de falla δ , y ángulo de deslizamiento (*rake* o *pitch*) λ , de la línea de estría.

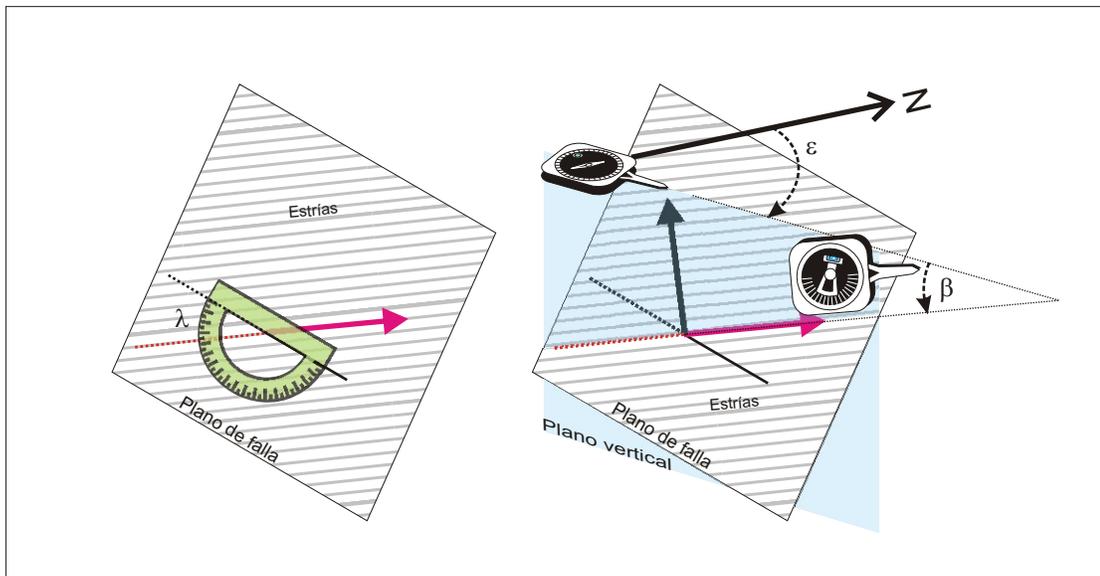
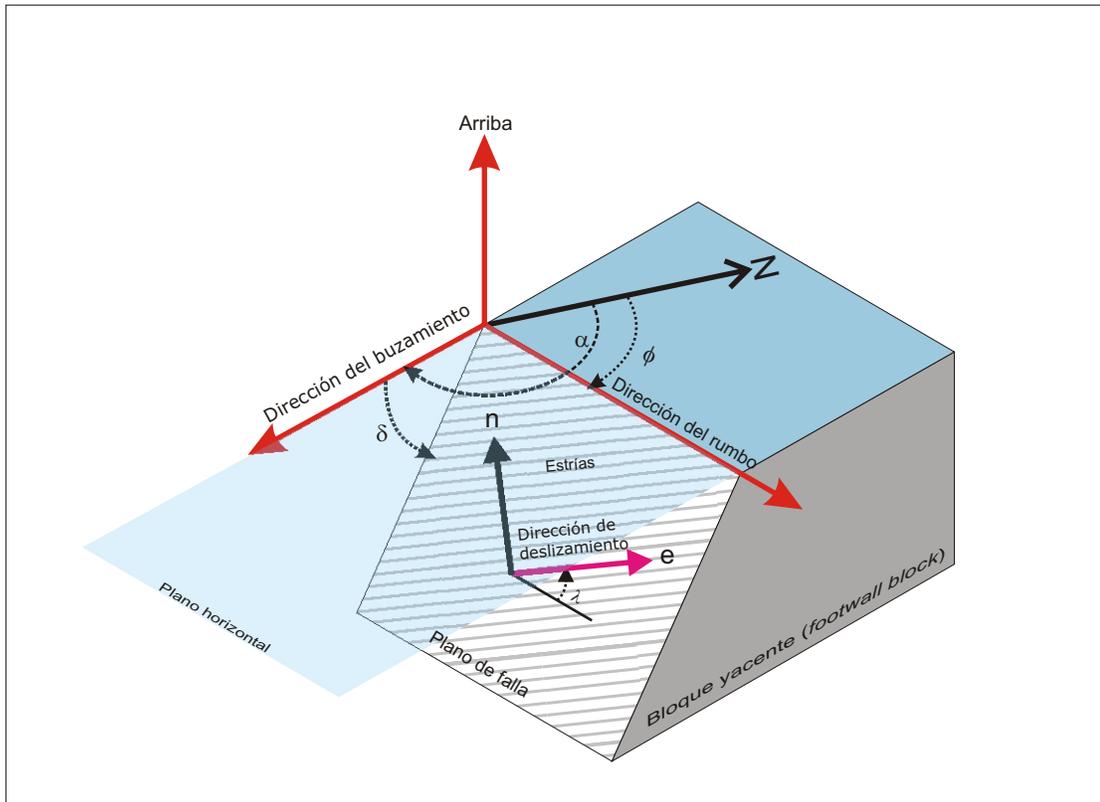


Figura 3. Arriba, parámetros macroscópicos de la falla. Plano de falla: Rumbo o dirección o *strike* (ϕ), buzamiento o *dip* (δ) y dirección del buzamiento (α). Estría de falla (e): ángulo de deslizamiento en el plano de falla medido con respecto a un plano horizontal *Pitch* o *rake* (λ). Abajo, formas de medir la estría de una falla: *pitch* o *rake* (λ), *inmersión* o *plunge* (β) y rumbo o *trend* (ϵ).

Según la inclinación del plano de falla, existen diferentes formas para medir el deslizamiento (con base en la estría) sobre el plano de falla, medidas que geoméricamente tienen correspondencia cuando se llevan a una proyección estereográfica: El ángulo de deslizamiento (*rake* o *pitch*) se mide con un transportador orientado paralelamente al rumbo del plano de falla. Este ángulo (λ) es más útil para planos de falla muy empinados; la inmersión de la estría (*plunge*) se mide colocando el borde de la brújula paralelo a la estría y en el plano vertical (proyección en azul en la [Figura 3](#)), luego se hace la medida con el clinómetro. La orientación o el rumbo de la estría (*trend* o *bearing*), se mide colocando la brújula en posición horizontal (nivelando con el ojo de pollo) y alineando el borde de la brújula con la línea de estría, contenida en el plano vertical (proyectado en azul en la [Figura 3](#)), luego se hace la medida por el azimut que indica la aguja de la brújula. Este ángulo (*trend* o *bearing*) es más útil para planos de falla poco inclinados.

□ *Indicadores cinemáticos*

El indicador cinemático por antonomasia es la estría. Ésta se identifica a escala mesoscópica o de afloramiento. La estría es una estructura que se forma por el desplazamiento sobre el plano de falla ([Figura 3](#)). Algunas estructuras que acompañan la estría y que permiten definir con más detalle el sentido del movimiento de la falla son los escalones. Estos son pequeños saltos transversales a las líneas de estriación y por tanto al sentido del movimiento de la falla. El sentido en el cual mira el peldaño indica la dirección de movimiento del bloque opuesto. Aunque Hobbs et al. (1981) señalaban que existe ambigüedad en estos indicadores, trabajos posteriores han demostrado que los escalones formados en minerales son buenos indicadores cinemáticos. Otros indicadores cinemáticos son los cantos que sobresalen sobre el plano de falla que contiene la estría y presentan una cola de material más fino en sentido contrario al desplazamiento del bloque. Estos últimos son similares a las sombras de presión que ilustran los textos de microtectónica.

Deformación

La deformación se refiere a los movimientos de dilatación o distorsión de cuerpos no rígidos. Los puntos dentro de estos cuerpos deformados se trasladan o rotan en cantidades tales que hay un cambio en el espaciado original de puntos dentro del cuerpo, lo que significa un cambio en el tamaño (dilatación) o en la forma (distorsión) (ver Davis, 1984). Una forma útil de visualizar las propiedades del esfuerzo en dos dimensiones (2D) es a través de la distorsión homogénea de un círculo. Si un cuerpo con un círculo de referencia como marcador se somete a deformación homogénea, el círculo de referencia se transformará en una elipse perfecta. Así, la deformación dentro de cuerpos geológicos convencionalmente se describe a través de la imagen de la elipse de deformación ([Figura 4](#)). Esta ilustra la magnitud y configuración del grado de distorsión acomodado por un cuerpo geológico, mostrando cómo puede cambiar la forma original de un objeto de referencia circular imaginario como resultado de la distorsión. Los ejes de esfuerzo (σ_1 , σ_2 y σ_3) son perpendiculares entre sí, donde σ_1 y σ_3 ilustran las direcciones de máxima y mínima extensión dentro del cuerpo deformado. Anderson (1951) reconoció que las propiedades de estos esfuerzos en combinación con la ley de falla de Mohr-Coulomb requiere que se formen fallas normales, inversas y de rumbo cerca de la superficie de la tierra (ver [Figura 4](#)). Reches (1983) identificó que las relaciones angulares entre estos grupos de fallas en un campo de esfuerzos tridimensional ([Figura 4](#)) tienen dependencia del ángulo de fricción interna de la roca huésped y de la relación de deformación a lo largo de los ejes principales de esfuerzos.

Para encontrar la relación entre las fallas y los esfuerzos principales se aplicó el método de diedros rectos (Angelier y Mechler, 1977) llevando los datos a proyecciones estereográficas equiangulares y utilizando los programas TectonicsFP 1.6.2® y GeoCalculator® 4.5.

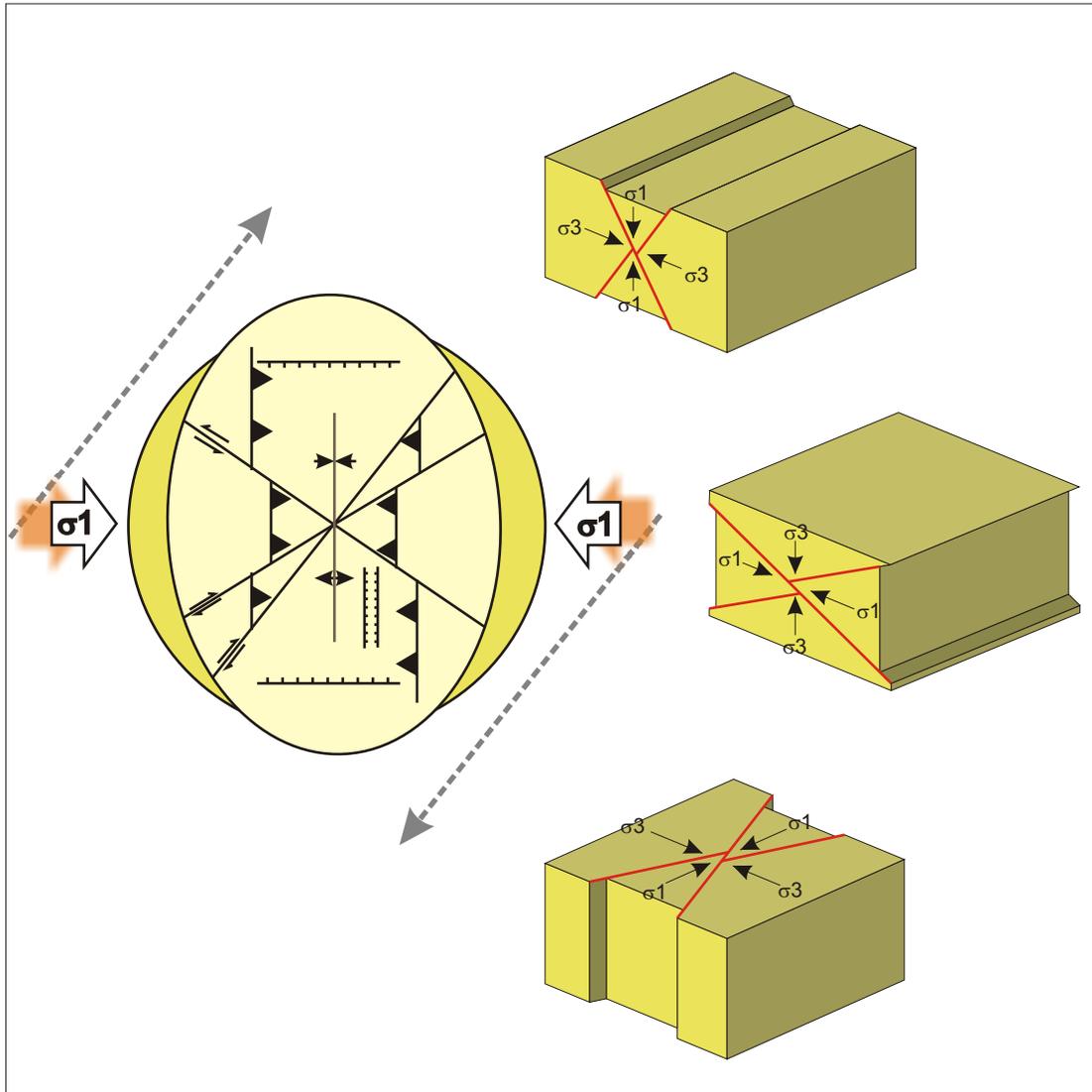


Figura 4. La relación de fallas con las direcciones principales de esfuerzo de deformación se ilustra con la elipse de deformación. Según las direcciones de los esfuerzos principales se desarrollan fallas normales, inversas y de rumbo (Anderson, 1951).

Terremotos y fallas activas

El modelo de magnitud máxima asume que una falla genera terremotos de tamaño característico que no siguen la relación Gutenberg-Richter. Este modelo es consistente con observaciones y se llama el "Terremoto Característico" (Wesnouski et al., 1983; Schwartz y Coppersmith, 1984).

□ *Cuantificar el terremoto*

La medida tradicional del tamaño de un terremoto es la magnitud, la cual es una escala logarítmica basada en la amplitud de una onda sísmica específica medida en una frecuencia particular, ya corregida para una distancia y una respuesta instrumental. Hay entonces varios tipos de magnitud, la magnitud M_b , M_s y M_l , estas escalas han sido desarrolladas respectivamente con base en ondas de cuerpo, ondas superficiales y para terremotos locales.

Mientras que la magnitud es una forma convencional de medida del tamaño de un terremoto a partir de un sismograma, el significado físico de esta medida está dado por el momento sísmico (Ver Scholz, 1990; Scholz, 2002. pag. 199).

$$M_{oij} = \mu(\Delta u_j n_i + \Delta u_i n_j)A$$

Donde Δu_j es la medida del vector de desplazamiento medido sobre una falla de área A , con unidad normal n_j y μ es el módulo de cizalla ($3 \cdot 10^{11}$ dinas/cm²). M_{oij} es un tensor de segundo rango con un valor escalar $M_o = \mu \Delta u A$ y las dos direcciones definen el deslizamiento y la orientación de la falla.

Esta información geométrica define el mecanismo focal (o la solución del plano de falla). Así el momento sísmico (M_o) representa el tamaño físico del fallamiento. Cuando la amplitud de la falla (W) y el deslizamiento (D) son proporcionales a la longitud (L) de la falla para una falla rectangular, el M_o es proporcional al cubo de la longitud de la falla o al cubo de la raíz cuadrada del área de la falla (S). Esta es la relación escalar observada por muchos investigadores (Kanamori y Anderson, 1975):

$$\text{Log}M_o = 1.5 \text{Log}S + 22.25 \text{ (I)}$$

relación que se basa en 240 eventos de magnitudes mayores de 5 ($M \geq 5$).

Sin embargo Shimazaki (1986), basado en sismos grandes y superficiales ocurridos en Japón, observa que la relación de escalamiento es diferente y es proporcional al cuadrado de la longitud de falla. Se piensa que esto ocurre por una saturación de la amplitud de la falla. Los terremotos corticales están confinados dentro de la corteza superior que tiene un espesor de 15 km (Oike, 1975 y Takagi et al., 1977 en Inoue et al. (1993). Así la amplitud de la falla de un terremoto cortical tiene un límite superior en la medida en que la falla está confinada dentro de una capa sismogénica.

$$\text{Log}M_o = 2 \text{Log}L + 23.58$$

Relación encontrada para terremotos grandes en Japón.

Por otro lado, Matsuda (1975) [en Inoue et al. (1993)] estima la magnitud a partir de una falla dada con una fórmula empírica que relaciona la Magnitud M y la longitud de la falla L (en km²):

$$\text{Log} L = 0.6M - 2.9$$

Y también obtiene la siguiente relación empírica entre la magnitud y el deslizamiento cosísmico D (en m).

$$\text{LogD} = 0.6M - 4.0$$

Aunque según Inoue et al. (1993) el significado físico de la magnitud aún no es claro pues depende de procesos dinámicos complicados de ruptura, ellos demuestran que esta relación entre el desplazamiento cosísmico y la magnitud, es la relación que aplica para Japón, y el factor 4.0 que no se ajusta a otras relaciones empíricas, también es consistente con la magnitud del terremoto derivada por Takemura (1990) [en Inoue et al.(1993)].

Kanamori (1977) y Hanks y Kanamori (1979) proponen la escala denominada la magnitud de momento, M_w , definida en términos del momento sísmico M_o (dina-cm) usando la siguiente fórmula,

$$\text{Log}M_o = 1.5M_w + 16.1 \text{ (II)}$$

basada en la relación empírica entre la magnitud de ondas superficiales (M_s) y el momento sísmico (M_o) para terremotos grandes e intermedios que incluyen diferentes tipos de fallamiento generados en diferentes ambientes tectónicos.

De la combinación de I y II, Inoue et al. (1993) obtienen la relación entre M y S (en km^2) como:

$$\text{Log } S = M - 4.1$$

Esta relación se basa en los parámetros de falla obtenidos para 54 eventos compilados por Ohnaka (1978). Según Inoue et al. (1993) esta relación se ajusta a la ecuación de Utsu y Seki (1954):

$$\text{Log } S = 1.02 M - 4.01$$

Donde S es el área de réplicas de grandes terremotos en Japón, M es la magnitud de un terremoto según la JMA (*Japan Meteorological Agency*), la cual se ha calibrado con la magnitud de ondas superficiales M_s .

Wells y Coppersmith (1994) obtienen la siguiente relación entre el área de la falla (S) y la magnitud de momento (M_w).

$$M_w = 4.07 + 0.98 \text{ Log } S$$

Para llegar a esta relación consideraron la amplitud de la zona de falla estimada a partir de la profundidad hipocentral de las réplicas principales y/o a partir de la profundidad de la zona sismogénica.

Aggarwall (1981) considera que el deslizamiento cosísmico se puede obtener conociendo el área de la falla

$$D = 4 * S^{1/2}$$

□ *Recurrencias*

Uno de los principales problemas que se enfrentan en el estudio de paleoterremotos tiene que ver con la estimación de los patrones de recurrencia espacial y temporal de grandes terremotos y su significado en una falla activa y/o dormida (Allen, 1975).

Yeats et al. (1997) considera que inherente a muchos supuestos, la tasa de deslizamiento de una falla puede convertirse en un intervalo de recurrencia por la relación aritmética:

$$T_r = D/V$$

donde T_r es el intervalo de recurrencia medio, D es el desplazamiento medio por evento y V es la tasa de deslizamiento de largo período. Este mismo autor hace una analogía con la propuesta de Wesnouski (1983) y muestra que el T_r equivale a la relación entre el momento sísmico del evento esperado, proporcional a la longitud de ruptura de la falla y la tasa de momento, determinada a partir de la tasa de deslizamiento de la falla.

Wesnouski (1986) usa la tasa de momento sísmico como un parámetro fundamental en la determinación de intervalos de recurrencia, considera que el área de la falla es la variable dominante que influye en el momento sísmico (ver Yeats et al., 1997 p. 459).

$$M_o = \mu AD$$

A es el área de la falla, D es el deslizamiento promedio y μ es el módulo de cizalla ($3 \cdot 10^{11}$ dinas/cm²).

Análoga a esta ecuación Yeats et al., 1997 plantea que la tasa de momento sísmico es dependiente de la tasa de deslizamiento de largo período (V).

$$M_o = \mu AV$$

El modelo de Wesnoski (1986) asume que la ocurrencia de terremotos es un proceso poissoniano y es independiente de la historia reciente de terremotos (un proceso Poissoniano es aquel de aleatoriedad uniforme, sin memoria o dependencia del tiempo) (ver Yeats et al., 1997 p. 459).

De acuerdo con el modelo de “predictibilidad de tiempo” de ocurrencia de un terremoto, formulado por Shimazaki y Nakata (1980), el intervalo de tiempo entre dos (2) eventos es proporcional al deslizamiento cosísmico del terremoto precedente.

El intervalo promedio de recurrencia planteado por Wesnouski et al. (1983) y Shimazaki (1992) a partir de la tasa de deslizamiento y de la fecha de ocurrencia del último evento se expresa así:

$$R = 79.4 L/d$$

Donde L es la longitud de la falla en km, y d es la tasa de deslizamiento promedio en mm/año.

APROXIMACIÓN GEOCRONOLÓGICA

En las últimas décadas la incertidumbre en el cálculo de la amenaza sísmica se ha logrado disminuir con la excavación de trincheras que permiten mediciones directas de desplazamientos y muestreos para dataciones (ej. Sieh, 1978, Tsukuda, 1985 en Inoue et al., 1993, Weldon et al., 2004, Michetti et al., 2005). Michetti et al., (2005) resaltan la importancia de combinar la información de trincheras con el análisis conjunto de otras líneas de evidencia de paleoterremotos como por ejemplo las evidencias en el registro geomorfológico.

La estimación de tiempos de recurrencia de terremotos en la región de estudio, se ha logrado parcialmente en este trabajo gracias a la exposición de afloramientos de fallas afectando paleosuelos. Así, con la aplicación de la geocronología se pretende restringir el tiempo y cuantificar la recurrencia de terremotos prehistóricos que dieron lugar a las deformaciones y rupturas identificadas. Esto requiere la datación de superficies correlacionables, estimando edades en rasgos geomorfológicos, estructurales y estratigráficos cuyos desplazamientos sean conocidos (ver Tabla 1).

Con los métodos isotópicos, específicamente la datación por radiocarbono (C^{14}) se obtienen edades en un rango de 300 a 50.000 años. El radiocarbono (C^{14}) con una vida media de 5.730 ± 40 años decae por la emisión de partículas β^- ($E_{\max} = 158$ KeV). La corrección $\delta^{13}C$ se hace debido al fraccionamiento isotópico que resulta de procesos metabólicos y es el responsable de la divergencia que existe entre las actividades C^{14} iniciales que presentan diferentes muestras. Así el valor $\delta^{13}C$ se usa para corregir las actividades C^{14} (Stuiver y Polach, 1977). El intervalo de confianza del C^{14} es ± 40 años, límites determinados por la desviación estándar. Según acuerdos internacionales, las edades C^{14} convencionales deben llenar ciertos requisitos (Stuiver y Polach, 1977) de tal manera que se puedan comparar mundialmente:

- El año de referencia para las edades convencionales de C^{14} es 1950 AD. Esto se indica con las letras bp o BP (en inglés "before present") antes del presente.
- El ácido oxálico NBS (National Bureau of Standards, Washington, DC) se usa como estándar de tiempo cero.
- La vida media de 5568 (de Libby) se usa para cálculos convencionales de edades C^{14} . La vida media física de 5730 ± 40 se usa para datos relevantes para geofísica. Estas edades son un 3% mas grandes que las edades convencionales correspondientes.

En la región de estudio las dataciones por radioarboño (C^{14}) se aplicaron a paleosuelos directamente afectados por fallas. Las muestras fueron enviadas a los laboratorios de GEOCHRON en Massachussets.

Con la aplicación de métodos termocronológicos, específicamente la datación por trazas de fisión se aprovecha el daño físico que se produce en la redícula cristalina de un mineral, por fisión nuclear. Durante la fisión, un isótopo de ^{238}U se divide en dos fragmentos. Esta zona de daño se conoce como traza de fisión (Fleischer et al., 1975). El límite inferior de edad que aporta la datación por huellas de fisión es de aproximadamente 100.000 años.

Este método se aplicó gracias a la existencia de cenizas volcánicas en el área de estudio. En estas cenizas se presentan minerales como el circón y el apatito, en cuya estructura cristalina se presentan las trazas. El procesamiento de las muestras de cenizas se realizó en la Universidad EAFIT y los cristales fueron irradiados en el reactor nuclear en Chile, La Reina.

Anexo 1

Tabla 2. Métodos de Geocronología Cuaternaria aplicables a paleosismicidad

Método	Autor Original/ Paleosismicidad	Rango de tiempo/ edad	Principio / Medición	Ambiente Geológico	Limitaciones y supuestos	Material datable
Siderales / Eventos anuales						
<i>Dendrocronología</i> (Calibración por ¹⁴ C y estratigrafía.)	Douglass (1919, 1928)./ Shroder, 1978, Osterkamp y Hupp, 1987 y Braamm et al. (1987 a) .	300 – 500 (7000) Numérica	Variaciones anuales de los anillos de crecimiento.	Cualquier ambiente que halla sufrido perturbación y afectado el crecimiento de árboles. Depósitos de deslizamientos.	Los árboles pueden ser oportunisticos y ocupar áreas que ya han sido sometidas a perturbación.	Troncos de árboles muertos, árboles inclinados, troncos enterrados, raíces.
Isotópicos / Cambios composicionales isotópicos por desintegración radiactiva						
Radiocarbono (Corrección con ¹⁴ C de anillos de crecimiento, macrofósiles.)	Libby, 1949	300 – 50000 Numérica	La disminución del contenido de ¹⁴ C, expresado como la relación de ¹⁴ C a ¹² C, desde que el organismo vivía, indica el tiempo desde que muere.	Sedimentos de lagos ricos en materia orgánica, suelos y paleosuelos, depósitos de deslizamientos, tefras.	Comprensión del ambiente geomorfológico. Análisis texturales y sedimentológicos de remanentes orgánicos.	Madera, semillas, pólen, turba, huesos, caparazones de quitina o carbonato., fitolitos.
Radiogénicos / Efectos acumulados por desintegración radiactiva. Daños a cristales						
Huellas de Fisión (Calibra con el nivel de radiación natural del U ²³⁸ del mineral.)	Price and Walker, 1963/ Fleischer y otros (1975).	100 Ka – 1Ga Numérica	Acumulación de huellas dañadas dejadas por los nucleidos expelidos durante la desintegración por fisión del U ²³⁸ .	Rocas volcánicas, tobas,	Minerales inalterados	Apatito, esfena, circón, allanita, epidota, hornblenda, granate, micas, tectitas, obsidiana vidrios artificiales y maderas petrificadas.
<i>Termoluminiscencia</i> (Calibra en campo y en laboratorio con la determinación de la dosis ambiental.)	Shelkoplyas y Morozov (1965)/ Ultima década Dremains y otros, 1978	100 Ka – 500 Ka Numérica	La señal termoluminiscente de granos de cuarzo y feldespato se reduce a un nivel bajo por la exposición a la luz y por tanto se acumula por el enterramiento. Reseteo.	Zonas de falla, líneas de costa,. (depósitos con prolongada exposición a la luz solar. Depósitos de grano grueso y deposición rápida. Horizontes A enterrados Coluviones distales derivados de falla.)	Exposiciones > 8hr. Antes de deposito. ➤ 50 Cm de espesor de la unidad . ➤ tamaños de grano 4 – 11 µm o 100 a 150 µm.	Granos de feldespato potásico .

Anexo 1

Método	Autor Original/ Paleosismicidad	Rango de tiempo/ edad	Principio / Medición	Ambiente Geológico	Limitaciones y supuestos	Material datable
Químicos y Biológicos / Procesos químicos y biológicos dependientes del tiempo						
Liquenometría	Beschell, 1950	9.000 años Relativa	Las tasas de crecimiento de líquenes sobre superficies de roca expuesta.	Depósitos de deslizamientos o caída de roca. Superficies de roca expuestas por agentes geomorfológicos.	No pueden existir líquenes antes de la estabilidad de la superficie. Roca en reposo desde la colonización del líquen.	
Geomorfológicos / Medidas de cambios progresivos en los rasgos geomorfológicos, incluye paisajes y suelos						
Posición geomorfológica relativa	McCalpin, 1995; Crozier, 1995; Lang, 1999; Gonzales-Diez, 1999.	Relativa				
Correlación / Equivalencias de edad utilizando propiedades independientes del tiempo o dataciones independientes de unidades						
Tefrocronología	Thoraninson, 1944; Wilcox, 1965	Cuaternario – Neógeno. Correlación	Características propias de distribución y composición de las tefras.	Volcánico (Paleosuelos – Tobas).	Material húmico, detritos orgánicos	
Arqueosismología (Correlaciona con artefactos arqueológicos usados como marcadores estratigráficos.)	/ Karcz y Kafri, 1978.	Correlación	Efectos de terremotos en objetos hechos por el hombre.	Ambientes perturbados. Depósitos de deslizamientos.	Características individuales diferenciables de técnicas de construcción precarias y efectos geotécnicos.	Artefactos arqueológicos.
Estratigráfico		Correlación				
Palinología		Correlación - Relativa	las relaciones existentes entre la representación del polen de distintas especies arbóreas y herbáceas y la composición real de la vegetación de que procede.	Sedimentos y turberas. Depósitos de deslizamientos.	El polen procedente de diferentes alturas se mezcla en un mismo depósito	
Cambios climáticos		Correlación	Correlación de eventos climáticos basados en modelos de respuesta geomorfológica a cambios de clima y edades conocidas para eventos climáticos específicos.	Depósitos y formas del paisaje (depósitos glaciales, terrazas costeras, fluviales o características lacustres.		

Referencias de Consulta

- Adams, J., 1980, Active tilting in the United States midcontinent: geodetic and geomorphic evidence: *Geology*, v. 8, 442-446.
- Allen, C. R., 1975, Geological criteria for evaluating seismicity: *Geological Society of America Bulletin*, v. 86, p. 1041-1057.
- Anderson, R. E., 1951, *The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain*: Edinburgh, Oliver and Boyd, 206 p.
- Angelier, J., y P. Mechler, 1977, Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des diédres droits: *Bulletin Société Géologique France*, v. VII, 19, p. 1309-1318.
- Audemard, F. A., y K. Robertson, 1996, Quaternary tectonic activity of the Llanos foothills thrust system Eastern Cordillera of Colombia: Geomorphological and geological evidences from La Florida anticline, between the Upía and Cusiana rivers: *Third ISAG*, St Malo, p. 137-140. France
- Audemard, F. A., 1999, Morpho-structural expression of active thrust fault systems in the humid tropical foothills of Colombia and Venezuela: *Z. Geomorph. N. F.*, v. 118, p. 227-244.
- Biddle, K., y N. Christie-Blick, 1985, Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation, *in* K. Biddle, y N. Christie-Blick, eds., *Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation*, v. Special Publication, 37: Oklahoma, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 375-385.
- Blair, T. C., y W. L. Bilodeau, 1988, Development of tectonic cyclotherms in rift, pull-apart, and foreland basins: sedimentary response to episodic tectonism: *Geology*, v. 16, p. 517-520.
- Bloom, A., 1991, *Geomorphology. A systematic analysis of Late Cenozoic landforms*, Prentice Hall.
- Bull, W. B., 2000, Correlation of fluvial aggradation events to times of global climate change, *in* J. S. Noller, J. M. Sowers, y W. R. Lettis, eds., *Quaternary geochronology: Methods and applications*: Washington D.C., American Geophysical Union, p. 456-464.
- Burbank, D. W., R. A. Beck, R. G. H. Reynolds, R. Hobbs, y R. A. K. Tahirkheli, 1988, Thrusting and gravel progradation in foreland basins: a test of post-thrusting gravel dispersal: *Geology*, v. 16, p. 1143-1146.
- Burbank, D. W., A. Meigs, y N. Brozovic, 1996, Interactions of growing folds and coeval depositional systems: *Basin Research*, v. 8, p. 199-223.
- Burbank, D. W., y R. S. Anderson, 2001, *Tectonic Geomorphology*: Malden, USA, Blackwell Science, 274 p.
- Burnett, A. W., y S. A. Schumm, 1983, Alluvial river response to neotectonics deformation in Louisiana and Mississippi: *Science*, v. 222, p. 49-50.
- Corrales Zarauza, I., J. Rosell Sanuy, L. M. Sánchez de la Torre, J. A. Vera Torres, y L. Vilas Minondo, 1977, *Estratigrafía*: Madrid, Editorial Rueda, 718 p.

- Costa, J. E., y V. R. Baker, 1981, *Surficial Geology-Building with the Earth*: New York, Jhon Wiley and Sons.
- Crowell, J. C., 1974, Sedimentation along San Andreas fault, California, *in* R. H. Shaver, ed., *Modern and ancient geosynclinal sedimentation*, v. 19, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 292-303.
- Chorley, R. J., S. A. Schumm, y D. E. Sugden, 1984, *Geomorphology*: London, Methuen.
- Davis, G. H., 1984, *Structural geology of rocks and regions*: New York, John Wiley & Sons, 492 p.
- Davis, W. M., 1898, *Physical geography*: Ginn, Boston, 432 p.
- Davis, W. M., 1899, The geographical cycle: *Geographical journal*, v. 14, p. 481-504.
- Fleischer, R. L., P. B. Price, y R. M. Walker, 1975, *Nuclear tracks in solids. Principles and applications*: Los Angeles, Univ California Press, 605 p.
- Flemings, P. B., y T. E. Jordan, 1989, A synthetic stratigraphic model of foreland basin development: *Journal of Geophysical Research*, v. 94, p. 3851-3866.
- Fritz, W. J., y J. N. Moore, 1988, *Basics of physical stratigraphy and sedimentology*: New York, John Wiley & Sons, Inc., 371 p.
- Gordon, I., y P. L. Heller, 1993, Evaluating major controls on basinal stratigraphy, Pine Valley, Nevada: implications for syntectonic deposition: *Geological Society of America Bulletin*, v. 105, p. 47-55.
- Hanks, T. C., y H. Kanamori, 1979, b values and w^g seismic source models: Implications for tectonic stress variations along active crustal fault zones and the estimation of high-frequency strong ground motion: *Journal of Geophysical Research*, v. 84, p. 2235-2242.
- Harding, T. P., y J. D. Lowel, 1979, Structural styles, their plate-tectonic habitats, and hydrocarbon traps in petroleum provinces: *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, v. 63, 7, p. 1016-1058.
- Heller, P. L., C. L. Angevine, N. S. Winslow, y C. Paola, 1988, Two-phase stratigraphic model of foreland-basin sequences: *Geology*, v. 16, p. 501-504.
- Hobbs, B. E., W. D. Means, y P. Williams, F., 1981, *Geología estructural*: Barcelona, Ediciones Omega, S.A., 518 p.
- Holbrook, J., y S. A. Schumm, 1999, Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation: a briefreview and critique of a tool for recognizing subtle epirogenic deformation in modern and ancient settings: *Tectonophysics*, v. 305, 1-3, p. 287-306.
- Howard, A. D., 1967, Drainage analysis in geologic interpretation: A summation: *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, v. 51, p. 2246-2259.
- Inoue, R., K. Shimazaki, y M. Takeo, 1993, Earthquake source mechanics and their characteristics, *in* The Architectural Institute of Japan (AIJ), ed., *Earthquake motion and ground conditions*: Tokio, Japan, Showa Kogyo Co., Ltd., p. 1-64.
- Kanamori, H., y D. L. Anderson, 1975, Theoretical basis of some empirical relations in seismology: *Bulletin of Seismological Society of America*, v. 65, p. 1073-1095.

- Kanamori, H., 1977, The energy release in great earthquakes: *Journal of Geophysical Research*, v. 82, p. 2981-2987.
- Lane, E. W., 1955, Design stable channels: *Am. Soc. Civ. Eng. Trans.*, v. 120, p. 1-34.
- Leopold, L. B., y M. G. Wolman, 1957, River channel patterns; braided, meandering and straight: *U.S. Geological Survey Professional Paper*, v. 282-B.
- Lobeck, A. K., 1939, *Geomorphology: An Introduction to the Study of Landscape*: New York, McGraw-Hill Books Com., 731 p.
- Lowell, D. J., 1986, *Structural Styles in Petroleum Exploration*: Tulsa, Oil & Gas Consultants International Inc.
- Matsuda, T., 1975, Magnitude and recurrence interval of earthquakes from a fault (in Japanese): *Zisin*, Ser., v. 2, 28, p. 269-283.
- McCalpin, J. P., N. A. R., W. R. Hackett, S. M. Jackson, R. P. Smith, G. Carver, R. J. Weldon II, T. K. Rockwell, O. S. F., y R. W. Jibson, eds., 1996, *Paleoseismology*, Academic Press, 588 p.
- Miall, A. D., 1978, Tectonic setting and syndepositional deformation of molasse and other nonmarine-paralic sedimentary basins: *Can. J. Earth Sci.*, v. 15, p. 1613-1632.
- Miall, A. D., 1996, *The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*: Berlin, Springer, 582 p.
- Michetti, A. M., F. A. Audemard, y S. Marco, 2005, Future trends in paleoseismology: Integrated study of the seismic landscape as a vital tool in seismic hazard analyses: *Tectonophysics*, v. Article in press, p. 19.
- Molnar, P., E. T. Brown, B. C. Burchfiel, Q. Deng, X. Feng, J. Li, G. M. Raisbeck, J. Shi, Z. Wu, F. You, y H. You, 1994, Quaternary climate change and the formation of river terraces across growing anticlines on the northflank of the Tien Shan, China: *Journal of Geology*, v. 102, p. 583– 602.
- Ohnaka, M., 1978, Earthquake-source parameters related to magnitude: *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, v. 55, p. 45-66.
- Oike, K., 1975, On a list of hypocenters compiled by Tottori Microearthquake Observatory (in Japanese): *Zisin*, Ser., v. 2, 28, p. 331-346.
- Ori, G. G., y P. F. Friend, 1984, Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets: *Geology*, v. 12, p. 475-478.
- Ouchi, S., 1985, Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement: *Geological Society of America Bulletin*, v. 96, p. 504-515.
- Paola, C., 1988, Subsidence and gravel transport in alluvial basins, *in* K. Kleinspehn, y C. Paola, eds., *New perspectives in basin analysis*: New York, Springer-Verlag, p. 231-243.
- Philip, H., 1983, Structural analysis and interpretation of the surface deformations on the Asnam Earthquake of October 10, 1980: *Tectonics*, v. 2, 1, p. 17-49.
- Philip, H., E. Rogozhin, A. Cisternas, J. C. Bousquet, B. Borisov, y A. Karakhanian, 1992, The American earthquake of 1988 December 7; faulting and folding, neotectonics, and paleoseismicity: *Geophys. J. Int.*, v. 110, p. 141-158.

- Powell, J. W., 1875, Exploration of the Colorado river of the West. Wasington (see also US 43rd Congress, 1st sesion, H miscellaneous documents 265, 1874).
- Ramsay, J. G., 1969, The measurement of strain and displacement in orogenic belts, *in* P. E. Kent, G. E. Satterthwaitem, y A. M. Spencer, eds., Time and place in orogeny, v. Special Publication 3, Geological Society of London, p. 43-79.
- Reches, Z., 1983, Faulting of rocks in three-dimensional strain fields: II. Theoretical analysis: Tectonophysics, v. 95, p. 133-156.
- Riba, O., 1973, Las discordancias del Alto Cardener (Prepirineo catalán). Ensayo de interpretación evolutiva: Acta Geológica Hispánica, v. 3, p. 90-99.
- Ricci Lucchi, F., 1986, The Oligocene to Recent foreland basins of the northern Apennines. In: Allen PA, Homewood P (eds) Foreland basins: International Association of Sedimentology, v. Special Publication, 8, p. 105-139.
- Rockwell, T. K., E. A. Kellar, M. N. Clark, y D. L. Johnson, 1984, Chronology and rates of faulting of Ventura River terraces, California: Geological Society of America Bulletin, v. 95, p. 1466–1474.
- Scholz, C. H., 1990, The mechanics of earthquakes and faulting: Cambridge, University Press.
- Scholz, C. H., 2002, The mechanics of earthquakes and faulting, Cambridge University Press, 471 p.
- Schumm, S. A., 1968, Speculations concerning paleohydrologic controls of terrestrial sedimentation: Geological Society of America Bulletin, v. 79, p. 1573-1588.
- Schumm, S. A., 1977, The fluvial system: New York, Wiley.
- Schumm, S. A., 1991, To interpret the earth-ten ways to be wrong: Cambridge UK, Cambridge Univer. Press.
- Schumm, S. A., 1993, River response to baselevel change: implications for sequence stratigraphy: Geology, v. 101, p. 279-97.
- Schumm, S. A., J. F. Dumont, y J. M. Holbrook, 2002, Active tectonics and aluvial rivers: Cambridge, University Press, 276 p.
- Schwartz, D. P., y K. J. Coppersmith, 1984, Fault behavior and characteristic earthquakes: Examples from the Wasatch and San Andreas faults: Journal of Geophysical Research, v. 89, p. 5681-5698.
- Seilacher, A., 1969, Fault graded beds interpreted as seismites: Sedimentology, v. 13, p. 155-159.
- Seilacher, A., 1984, Sedimentary structures tentatively attributed to seismic events: Mar Geol, v. 55, p. 1-12.
- Seilacher, A., 1990, Events and their signatures - an overview, *in* G. Einsele, W. Ricken, y A. Seilacher, eds., Cycles and Events in Stratigraphy: Berlin, Springer-Verlag, p. 221-226.
- Shimazaki, K., y T. Nakata, 1980, Time-predictable recurrence model for large earthquakes: Geophysical Research Letters, v. 7, p. 279-282.

- Shimazaki, K., 1986, Small and large earthquakes: The effects of the thickness of seismogenic layer and the free surface, *in* S. D. e. a. Maurice Ewing Ser. 5, ed., Earthquake Source Mechanics, American Geophys. Union, p. 209-216.
- Sieh, K. E., 1978, Pre-historic large earthquakes produced by slip on the San Andreas fault at Pallet Creek, California: *Journal of Geophysical Research*, v. 83, p. 3907-3939.
- Stuiver, M., y H. A. Polach, 1977, Discussion reporting of 14C data: *Radiocarbon*, v. 19, 3, p. 355-363.
- Suppe, J., y D. A. Medwedeff, 1984, Fault-propagation folding: *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 16, p. 670.
- Sykes, L. R., 1978, Intraplate seismicity, reactivation of preexisting zones of weakness, alkaline magmatism, and other tectonism postdating continental fragmentation.: *Rev. Geophys. Space Phys.*, v. 16, p. 621-688.
- Takagi, A., A. Hasegawa, y N. Umino, 1977, Seismic activity in the northeastern Japan arc: *Journal of Physical Earth*, v. 25, p. S95-S104.
- Takemura, M., 1990, Scaling relation for source parameters and magnitude of earthquakes in the Izu peninsula region, Japan: *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, v. Ser. 5, 32, p. 77-89.
- Tsukuda, T., 1985, Long-term seismic activity and present microseismicity on active faults in southwest Japan: *Earthquake Prediction Research*, v. 3, p. 253-284.
- Utsu, T., y A. Seki, 1954, A relation between the area of aftershock region and energy of main shock (in Japanese): *Journal of Seismological Society of Japan*, v. 7, p. 233-240.
- Weldon, R., T. Fumal, y G. Biasi, 2004, Wrigthwood and the earthquake cycle: What a long recurrence record tell us about how faults work: *GSA Today*, v. 14, 9, p. 3-10.
- Wells, D., y K. Coppersmith, 1994, New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement: *Bulletin of Seismological Society of America*, v. 84, 4, p. 974-1002.
- Wesnouski, S. G., C. H. Scholz, K. Shimazaki, y T. Matsuda, 1983, Earthquake frequency distribution and the mechanics of faulting: *Journal of Geophysical Research*, v. 88, p. 9331-9340.
- Wesnouski, S. G., 1986, Earthquakes, quaternary faults, and seismic hazards in California: *Journal of Geophysical Research*, v. 91, p. 12587-631.
- Wesson, R. L., E. J. Helley, K. R. Lajoie, y C. M. Wentwoth, 1975, Faults and future earthquakes, *in* R. D. Borchardt, ed., *Studies for seismic zonation of the San Francisco Bay region*, v. 941A, U.S. Geological Survey Professional Paper 941A, p. 5-30.
- Wilcox, R. E., T. P. Harding, y D. R. Seeley, 1973, Basic wrench tectonics: *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, v. 57, p. 74-96.
- Yeats, R. S., K. Sieh, y C. R. Allen, 1997, *The geology of earthquakes*: New York, Oxford University Press, Inc., 549 p.