CIENCIA
AL DIA

SEPTIEMBRE, 1998 NUMERO 2 VOLUMEN I

La Resistencia Probabilistica de Materiales (RPM) y la Imposibilidad de Predecir Terremotos

© P. Kittl 1998
© G. Díaz 1998
gediaz@tamarugo.cec.uchile.cl

RESUMEN

Se presenta en forma empírica elemental la propiedad de las grietas o cortes de concentrar las tensiones y cómo la tensión para propagar una grieta es una variable aleatoria con una dispersión y un valor medio. Esta propiedad se refleja en que para los materiales frágiles, por ser contenedores de una infinidad de grietas, de diferente tamaño, ubicación y orientación, se tienen tensiones de rotura y ubicación de éstas, regidas por las leyes de la probabilidad. Finalmente, como los terremotos son fenómenos de rotura en materiales frágiles, son entonces eventos probabilísticos y satisfacen los principios de incerteza de la Resistencia Probabilística de Materiales (RPM). Luego, no se puede predecir, con errores pequeños, cuándo y dónde se producirá un terremoto.

ABSTRACT

This paper presents in elementary empirical fashion the property exhibited by fissures and cuts to concentrate stresses. It is shown how stress required to propagate a fissure is a stochastic variable with dispersion and mean values. Owing to this property, brittle materials, which contain an infinite number of fissures of different sizes, location and orientation, have fracture and location stresses in keeping with probability laws. On the other hand, earthquakes are fractures in brittle materials and hence are probabilistic phenomena and obey uncertainty principles of the Probabilistic Strength of Materials (PSM). Thus it becomes impossible to

predict with sufficient precision at which time and place a given seism is likely to occur. (The english version of this article may be obtained upon request from G. D.)

Grietas y Tenacidad Critica

Una fisura o grieta es un concentrador de tensiones en sus extremos lo cual es simple de observar en forma experimental. Tómese un trozo de papel, como el de la Figura 1. Puede servir una hoja común tamaño oficio que se corta longitudinalmente por la mitad. En el rectángulo se trazan dos paralelas al borde más largo, que dividan al papel en tres partes iguales. Se hace un corte, con un instrumento muy cortante, que sea perpendicular a la dirección más larga y que abarque la franja central, es decir se corta un tercio. Este papel se rompe con facilidad traccionando de sus extremos, con las manos, sin demasiada fuerza, quedando dos terceras partes del papel. Si ahora se toma un papel que tenga un ancho efectivo igual, es decir, dos terceras partes de ese ancho, éste será muy difícil de romper sólo con la fuerza de una persona común. La tensión, en general σ, fuerza por unidad de superficie, es amplificada en el extremo de la grieta y alcanza un valor que puede romper el papel. Se ha elegido un papel, para mostrar con un ejemplo muy simplificado, al alcance de cualquier persona, ya que se puede romper traccionándolo directamente con las manos, sin ayuda de ningún dispositivo de ensayo. El espesor del material escogido no tiene ninguna influencia, a no ser que se llegue a espesores del orden de las distancias interatómicas. En este caso, aún cuando pudiere pensarse que el papel tiene un espesor, o altura, muy pequeño, dista mucho de estar en el rango de las distancias interatómicas. Este fenómeno es general y por ello deben controlarse las estructuras porque cuando aparecen grietas hay peligro de rotura. Lo anterior ocurre tanto en los ***materiales frágiles*** como en los dúctiles. En estos últimos se puede conseguir lo que se denomina modo frágil de rotura, que es el método usado por los cerrajeros, o herreros, desde la edad del hierro, quienes para cortar su material le hacen una hendidura adecuada con un cincel y así se puede romper el fierro en forma frágil de un golpe. La ***tenacidad***, K, es el factor de amplificación de la ***tensión*** que no sólo depende de las fuerzas aplicadas sino de la forma geométrica, cuando dicho factor alcanza un valor crítico la grieta se propaga.

Este valor crítico, K_C, es una característica del material. Se puede establecer una diferenciación entre los ***materiales frágiles*** y los dúctiles, los primeros - que son la gran mayoría de las rocas - admiten una pequeña deformación antes de romperse, los segundos, se deforman marcadamente. En el caso de ***materiales frágiles*** y dúctiles las condiciones de estabilidad que deben verificarse son tales que, la ***tenacidad*** K debe ser inferior a la ***tenacidad crítica*** K_C y la ***tensión*** σ aplicada debe ser inferior a la ***tensión de rotura***, σ_f o σ_d , si el material es frágil o dúctil, respectivamente. Ambas condiciones deben verificarse simultáneamente, tanto en los ***materiales frágiles*** como en los dúctiles. Aquí los σ son tensiones producidas por la aplicación de fuerzas determinadas y los K las ***tenacidades*** de alguna grieta existente. Las condiciones de estabilidad implican entonces que no habrá deformación plástica ni rotura por la aplicación de esas fuerzas.

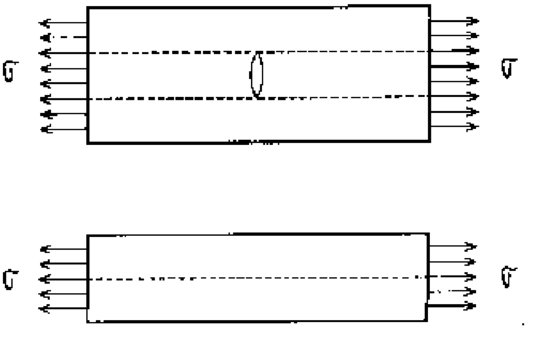

Fig. 1: Forma de mostrar cómo las fisuras, grietas o cortes son amplificadores de las tensiones. Las dos tiras de papel tienen el mismo ancho útil, 2a. La que tiene un corte igual a a, es la que se rompe fácilmente porque las tensiones en el borde del corte llegan a la tensión de rotura. La que no tiene corte, aunque tiene el mismo ancho útil, se rompe con mayor dificultad.

Aleatoriedad de la ubicación de la rotura, de la tensión de rotura o fluencia y de la tenacidad critica

Es fácil comprender que la ubicación de una rotura es de carácter probabilístico. Piénsese en un conjunto de barras frágiles de un material homogéneo, que no pueden diferenciarse entre sí por un método de control adecuado, que presentan simetría axial, es decir, que tienen un eje recto cuyas secciones perpendiculares al eje son todas iguales. Sometidas, cada una de las barras, a una tracción uniforme en sus secciones terminales, ***tensión*** que se hace aumentar hasta que las barras se rompen, la pregunta es ¿dónde se rompen? Es evidente que no hay ningún lugar privilegiado y que por lo tanto se rompen en cualquier lugar. Para poner de manifiesto lo anterior consideremos a un material como el vidrio, el cual presenta fractura eminentemente frágil. En general, la fractura de un vidrio se debe a la inestabilidad sobre su superficie, ocasionada por la existencia de grietas que sobrepasan la ***tenacidad crítica*** cuando se le aplican ciertas fuerzas y se alcanza la ***tensión de rotura***, pero que dichas grietas no han podido ser detectadas por el método de control. Una forma de generar una grieta sobre un vidrio es efectuando una raya sobre él, por ejemplo con una herramienta diamantada. Al someterlo a fuerzas, por ejemplo, doblándolo, el vidrio se rompe donde se practicó la grieta. En este caso la incerteza en la localización de la fractura no existe. ¿ Es ésto contradictorio con la afirmación de que la rotura se produce en cualquier lugar ? Aparentemente la respuesta sería que sí. Sin embargo, si observamos la estructura de la raya y su longitud, lo cual podemos hacer con microscopía electrónica de barrido, MEB, no se puede saber dónde comienza la rotura, puede iniciarse en cualquier lugar de la raya. Kittl et. al.[1] observaron con MEB barras de vidrio comercial con una raya practicada sobre su superficie y, es tal la complejidad que se induce en la grieta así fabricada que, es imposible saber dónde se romperán. La raya modifica el ***campo de tensiones*** e impide su conocimiento exacto, generando de este modo una nueva indeterminación, luego, la ***tensión*** nominal a la que se rompe presenta gran dispersión. Aún, cuando pudiera conocerse con mucho detalle la raya practicada, no conocemos en qué zona de ella se producirá la fractura. Además, esta barra con una raya detectable, no pertenece al conjunto anterior, sino a uno nuevo: al conjunto de barras con raya.

Considerando lo recientemente expuesto, ello nos puede dar una idea de cómo se hace un tratamiento estadístico. Si en el eje de las abscisas, ver Figura 2, representamos la distancia de la rotura a uno de los extremos y si efectuamos un número muy grande de roturas N, el número ΔN de ellas que ocurre entre una distancia l y $l+\Delta l$ de un extremo es proporcional a Δl

$$\frac{\Delta N}{N} = \frac{\Delta l}{L} \tag{1}$$

donde L es el largo de la barra. Se ve de la fórmula (1) que

$$\frac{\Delta N/N}{\Delta l} = \frac{1}{L} = \text{constante} \tag{2}$$

En esta ecuación, tanto N como L son fijos. Sin embargo, ΔN y Δl son variables, incluso Δl puede tomar cualquier valor menor que L. Multiplicando la constante, dada en la ecuación (2), por $N\Delta l$ nos permite encontrar el número de acontecimientos en el intervalo Δl, manteniendo constante L y asignándole a N cualquier valor suficientemente grande. Cuando Δl es muy pequeño respecto de L este cuociente, indicado en la ecuación (2) se llama frecuencia de los acontecimientos, valor que se coloca en las ordenadas, en este caso de las roturas, y puede no ser constante, como veremos a continuación. Previamente mencionaremos, de una manera muy simplificada, uno de los logros de la Física de Materiales debido a Griffith [2]. Este investigador calculó que la ***tensión de rotura*** de un sólido que no tiene defectos tiene que ser del orden de su Módulo de Elasticidad E, este módulo es la ***tensión*** que es necesario aplicar para obtener un alargamiento unitario y es muy grande. Resultó entonces que un sólido perfecto tenía que romperse a una ***tensión*** teórica cientos de veces superior a la obtenida experimentalmente. Esto se explicó con la existencia de grietas que no se observaron en la época de Griffith, pero que luego después, con el mejoramiento de las técnicas, pudieron observarse.

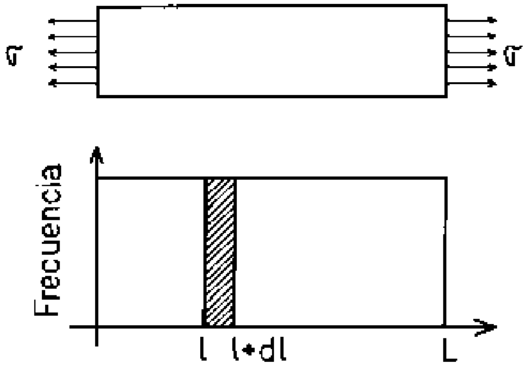

Fig. 2: Una barra homogenea de simetría axial, sometida a tracción uniforme, es decir, con un campo de tensiones constante, se rompe en cualquier lugar. Quiere decir que si se realizan un gran número de roturas, sobre barras igualmente fabricadas, el número de roturas por unidad de longitud, o frecuencia, es la misma.

El trabajo de Griffith, que por cierto no es de naturaleza estadística, puso de manifiesto, allá por el año 1921, la existencia de defectos en los materiales, los cuales eran responsables de su rotura. A fin de no complicar el discurso tratemos como tales defectos a las grietas, de carácter microscópico, presentes en los ***materiales frágiles***. En el año 1939 Weibull [3] publicó un trabajo fundamental que dió origen a la ***resistencia probabilística de materiales***. En esa fecha se conocía, por evidencia experimental, la gran dispersión en las tensiones de rotura que presentaban los ***materiales frágiles***. Aún cuando los métodos de registro de dichas tensiones se llevaron con extremo cuidado, aún mejorando la precisión en los instrumentos de medición, dichas dispersiones no disminuyeron. Entonces, Weibull señaló que la explicación estaba en la aleatoriedad de las tensiones de rotura y que éstas debían tratarse, en consecuencia, como variables aleatorias que debían seguir una determinada función de distribución de probabilidad. Mostró que la aleatoriedad se debía a defectos intrínsecos en el material, es decir, grietas en su interior. Como no se conocen el número de grietas, su tamaño, su ubicación y su orientación, el fenómeno debe tratarse probabilísticamente. Griffith evidenció la importancia de las grietas en el fenómeno de rotura y Weibull propuso que, dado que el conocimiento de ellas en cuanto a su número, tamaño, ubicación y orientación es impreciso, entonces, la rotura en los ***materiales frágiles*** debe regirse por las leyes de las probabilidades. Luego, Weibull dedujo la célebre función de distribución de probabilidad que lleva su nombre.

Pensemos ahora en un ***campo de tensiones*** variable como es el caso de una ***viga en voladizo***, que aparece en la Figura 3a. Con este ejemplo simplificado introduciremos el concepto de campo de ***tensión*** variable y el concepto de probabilidad local de fractura, de una manera más o menos intuitiva. Es posible demostrar en forma elemental que si la viga se deforma, lo que se puede verificar experimentalmente, como un acordeón tal como aparece en la Figura 3b, la ***tensión*** en la parte superior es de tracción y toma su valor máximo σ donde está empotrada, variando luego a cero en el extremo libre en forma lineal. Este es un ejemplo típico de ***campo de tensiones*** variable, como se puede apreciar en la Figura 3a. Si dividimos la viga de longitud L en tres partes de longitud L/3, tenemos que la ***tensión*** en L/3 es (2/3)σ y en (2/3)L es σ/3 como se ve fácilmente en la Figura 3a. En la parte inferior de la viga se tiene compresión y la ***tensión*** se anula en un punto intermedio. Con un acordeón todo esto es fácilmente observable. Supongamos ahora, para simplificar, que tenemos dos clases de grietas de longitudes l y 2l, que se pueden ubicar en L/3 y (2/3)L. Existen tres posibilidades, excluyendo los extremos de la viga, como se ve en las Figuras 3c, 3d y 3e.

Las grietas son pequeñas en comparación a las dimensiones de la viga, largo, ancho y altura. Así su ubicación es simbólica y debe suponerse que están muy cerca entre ellas y de la superficie y que se tiene dos tipos de tamaño de grietas. Suponiendo que la fuerza P aumenta paulatinamente hasta la rotura y que ese ensayo se realice N veces, siendo N muy grande, debe pensarse en unos mil ensayos o más, la repartición de las roturas es de N/3 para cada caso y la mitad en cada una de las dos ubicaciones en el caso e. Por lo tanto se tendría que la probabilidad, definida como el porcentaje de casos favorables sobre el total de casos, de una rotura en L/3 es de (N/6 + N/6 + N/3)/N = 2/3 y en (2/3)L es de (N/6 + N/6)/N = 1/3. Por supuesto que esto no corresponde a la realidad en tanto a sus dimensiones y número. El tamaño de las grietas tiene una graduación casi continua y se pueden ubicar en cualquier lado y con cualquier inclinación. Como consecuencia de lo anterior, la ***tensión*** máxima que tiene que alcanzarse en el empotramiento, para que la viga se rompa en alguna parte, es variable y, además, es una ***variable aleatoria***.

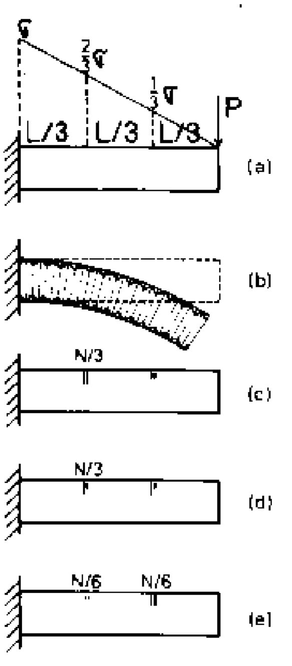

Fig. 3: Ejemplo de campo de tensiones variable. Mediante el ejemplo del acordeón se puede ver fácilmente que la parte superior está sometida a tracción y la inferior a compresión. Una distribución de dos tipos de grietas ubicadas a los tercios y a los dos tercios, a partir del empotramiento, muestra que las roturas no son todas cerca del empotramiento al tercio de la longitud. Lo que muestra una dispersión en la ubicación de las roturas. Se supone que el número de ensayos es grande, por ejemplo, mil.

La tendencia a que la viga se rompa en el empotramiento es muy acentuada y la dispersión pequeña. En general las roturas se concentran en la zona de mayor ***tensión***, pero no necesariamente allí. Otro factor, que afecta a la ***tensión de rotura***, es la aleatoriedad de la ***tenacidad crítica*** puesto que, la grieta avanza en un material que tiene un gran número de imperfecciones y que, por lo tanto, es más débil o más fuerte para diferentes casos que, desde un punto de vista macroscópico, son idénticos, pero desde un punto de vista microscópico son diferentes. Luego, se tiene un valor medio (ver nota al final) para K_C en materiales fabricados de la misma manera. Es necesario enfatizar que debido a la naturaleza discontinua de la materia es imposible obtener mediante fabricación una serie de piezas idénticas. Que las piezas fueran idénticas significaría piezas o probetas sin defectos (ya vimos que entre los defectos que pueden presentarse están las grietas) tan difíciles de lograr como el cero absoluto. En aquellas probetas sin defectos, las tensiones de rotura son de varios órdenes de magnitud superiores a las que tienen defectos y no pertenecen a la ***resistencia probabilística de materiales***. Lo anterior ocurre para roturas y grietas y para deformación plástica y dislocaciones (las dislocaciones son errores en la orientación de los átomos de una estructura). Para esas probetas sin defectos dejan de regir las leyes de probabilidad. Si las probetas son idénticas se pueden fabricar sin defectos, luego, su resistencia sería muy grande y la probabilidad de romperse sería prácticamente nula. Hay que enfatizar que, si se quieren fabricar muestras idénticas de un cierto material frágil habría que reproducir en forma exacta la distribución de sus defectos, recordemos que éstos son de naturaleza estadística. En consecuencia, aquellas piezas que eventualmente pudieran fabricarse en forma idéntica, están fuera del ámbito de la resistencia probabilística de materiales y tal vez de lo posible.

Principios de incerteza

Hasta aquí hemos podido explicar en forma elemental el fenómeno de la rotura y su aleatoriedad. Ahora ilustraremos las propiedades llamadas principios de incerteza y que son bastante complejas en la RPM. La función más importante de la RPM es la $\phi(\sigma)$ que se define como

$$\phi(\sigma) = -\frac{\Delta\tilde{F}(V,\sigma)}{\frac{\Delta V}{V_0}} \frac{1}{\tilde{F}(V,\sigma)} \tag{3}$$

donde σ es la ***tensión de rotura***, $\tilde{F}(V, \sigma)$ es el porcentaje acumulativo (ver nota al final) de piezas no rotas, ΔV es un incremento de volumen por unidad V_0 de él y $-\Delta\tilde{F}(V, \sigma)$ es la disminución de piezas rotas al aumentar las piezas en ΔV, σ es uniforme en todo el volumen. La importancia de la $\phi(\sigma)$ radica en el hecho de que ella es una función que caracteriza y describe al material, depende de la forma cómo éste se ha fabricado, en el caso de materiales manufacturados, o cómo éste se haya originado, cuando se trata del caso de los materiales naturales como las rocas. Incluso, la función $\phi(\sigma)$, puede describir el comportamiento de piezas perfectas, pero su discusión está fuera del nivel que se ha querido dar a este artículo. Recordemos lo mencionado en acápites anteriores, en los cuales se ha enfatizado en la distribución de los defectos, que en el caso de las grietas se refiere a su número, tamaño, ubicación y orientación. Con estas notaciones la fórmula (3) quiere decir que ϕ (σ) se define como el porcentaje en que disminuyen las roturas por unidad de volumen para un pequeño aumento del volumen V de la serie de piezas sometidas a la ***tensión*** paulatina σ . Es decir, que cuando se aumenta el volumen aumenta la probabilidad de rotura para una misma ***tensión*** aplicada. Podría decirse, en lenguaje popular, que cuanto más cosas se hacen más probabilidad hay de que exista un error. La analogía que aquí se presenta, debe ser entendida en el sentido de que cuanto más cosas hace una persona es equivalente a un aumento de volumen, cuando se considera un material. Tal aumento de volumen hace que se incremente la posibilidad de existencia de un mayor número y un mayor tamaño de defectos o grietas en dicho material. En consecuencia, aumenta la probabilidad de fractura del material.

Si consideramos que la función ϕ (σ) , como lo indica su dependencia, varía sólo con σ y si aislamos en una pieza de gran tamaño un volumen V donde se produce la rotura se puede demostrar que

$$\bar{\phi}\frac{V}{V_0} = 1 \quad ; \quad \frac{V}{V_0}\Delta\phi = 1 \tag{4}$$

La primera de estas fórmulas dice que como ϕ es una función creciente de σ, el valor medio de ϕ por el volumen del lugar donde se produce la rotura es una constante. O sea, que a mayor volumen menor valor de $\bar{\phi}$ y por lo tanto de $\bar{\sigma}$. Donde al tomar los valores medios de ϕ los σ_i son los valores de la ***tensión*** en el punto donde se produce la rotura dentro del volumen V. Ese volumen V cuando es muy pequeño daría la ubicación exacta de la rotura. Entonces, cuando conocemos la ubicación exacta de la rotura, $\bar{\phi}$ tiende a ser muy grande lo que implica imprecisión en la determinación de σ y $\Delta\sigma$ tiende también a ser muy grande, que es lo que nos dice la segunda fórmula. La segunda de las fórmulas (4) nos dice también que el valor de la dispersión $\Delta\phi$ es menor cuanto mayor es el volumen considerado en la rotura. Todo esto se puede intuir de la imagen de la rotura que dimos en la Figura 3, puesto que ϕ (σ) es una función creciente de σ. También es fácil ver que si se toma un volumen pequeño respecto de otro que lo contiene, es necesario subir la ***tensión***, en general, para activar todas las grietas, para que en cada ensayo se rompa la zona señalada, mientras en la más grande es posible activar grietas más grandes. Así la dispersión es también mayor. Resumiendo, la ***tensión*** media de rotura es inversamente proporcional al volumen donde ésta ocurre y el mismo comportamiento se observa en su dispersión. La

resistencia probabilística de materiales y, en consecuencia, los principios de incerteza son también válidos en la fractura de materiales cuasi frágiles, es decir, de aquellos que admiten un porcentaje apreciable de deformación antes de fracturarse, como en el caso del cemento [5]. Para personas con conocimiento más extenso de matemáticas se puede consultar [4] para la fractura y [5] para la RPM.

Los terremotos como roturas catastróficas

Los terremotos tienen todas las características de una rotura frágil o catastrófica provocada por la aplicación paulatina de una carga, con posteriores oscilaciones de las cuales no nos ocuparemos. El fenómeno de la rotura frágil se produce en un intervalo de tiempo muy pequeño con respecto al tiempo que tardó en aplicarse la carga que origina la rotura. Aquellos terremotos que ocurren en fallas preexistentes, como es el caso de la falla de San Andrés en E.E.U.U., allí el desplazamiento no ocurre en forma paulatina sino en forma súbita, y cuando la fuerza supera a la fricción se verifica el desplazamiento relativo de los macizos en contacto. Sin embargo, la fricción es rotura de obstáculos. En el caso de que no fuera rotura de obstáculos, sería de obstáculos microscópicos, los que también obedecen a la estadística de la ***resistencia probabilística de materiales***. En los terremotos, el inicio del movimiento no es un fenómeno plástico, con pequeñas fuerzas no hay pequeñas deformaciones permanentes. La deformación comienza súbitamente en un momento muy breve. Cuando se inicia el deslizamiento la velocidad de éste puede ser muy pequeña, a causa del roce, pero luego aumenta súbitamente. En la actualidad la mayoría de los sismólogos están de acuerdo en que la energía acumulada, producto de la tectónica de placas, es energía elástica. Dicha energía al disiparse en un terremoto a la velocidad del sonido, obviamente en un tiempo muy breve, como señaláramos previamente, es por definición una fractura frágil. La energía elástica acumulada se disipa en forma mecánica, mientras que la fricción se disipa en forma de calor. Una vez que el calor se ha disipado éste no se transforma en vibraciones mecánicas, ya que, de acuerdo con el segundo principio de la termodinámica, se necesitarían dos fuentes y una máquina para que así ocurriera y no es éste el caso. Luego, dado que los terremotos constituyen un fenómeno de rotura frágil se tratará de aplicarles las ideas generales expuestas en los títulos anteriores.

Hay varios modelos de terremotos, uno bastante común es la generación de esfuerzos por introducción de las placas oceánicas por debajo de los continentes según la Figura 4. El modelo anterior se denomina de subducción, existen otros dentro de la tectónica de placas que explican terremotos producidos en diferentes zonas del planeta, por ejemplo el de acreción. El primero de ellos da buena cuenta del fenómeno producido entre las placas continental sudamericana y la placa de Nazca en el Pacífico Sur. El segundo es aplicable a los terremotos que se registran en las costas del Japón y frente a la costa de California en EEUU. Se observa en la Figura 4 que se pueden producir tanto fenómenos de corte como de flexión.

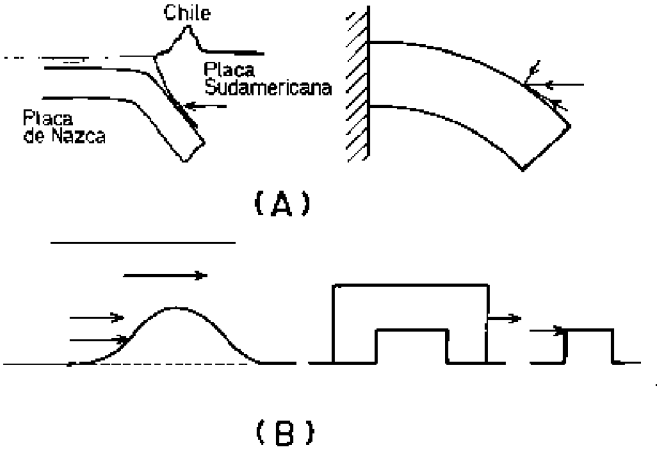

Fig. 4: Ejemplo de causa de terremotos. La placa oceánica de Nazca se introduce por debajo de la placa continental Sudamericana, ejemplo, en Chile. Como se ve se pueden producir casos de tracción (A) o corte (B). Esto último al ser frenada la placa de Nazca por una rugosidad. Este último caso también se reduce a flexión, ya que equivale a una viga de pequeña esbeltez.

Generalmente hay en una zona sísmica una serie de terremotos de los cuales sólo en los últimos cincuenta años se los ha registrado científicamente y ubicado sus epicentros. Sobre esta serie de terremotos si tienen un periodo, o parecen tenerlo, se hace la hipótesis de que se trata de un fenómeno recurrente y que se volverá a producir después de un cierto número de años, muy parecido al periodo. Otro método es la creencia de la aparición de sismos precursores al principal o de otras señales. Un resumen crítico de estos métodos se tiene en Geller et. al. [6] quienes infieren del poco o ningún éxito de todos estos métodos que no se puede predecir terremotos.

Con anterioridad, en un trabajo deductivo, Kittl, Díaz y Martínez [7] tomando como base que un terremoto es una rotura frágil producida por un aumento paulatino de tensiones, demostraron que la ubicación y tiempo de ocurrencia de un sismo no se pueden predecir. Usaron directamente los principios de incerteza de la RPM y demostraron que, a medida que transcurre el tiempo la incerteza se incrementa. Lo anterior lo demostraron de la siguiente manera. Si la

tensión σ es proporcional al tiempo transcurrido a partir del último terremoto, es decir, $\sigma = \lambda t$, donde λ es una constante, y suponiendo que hay una clase o conjunto de sismos que no han ocurrido hasta el tiempo t pero que pertenecen a la misma familia con un tipo igual de parámetro típico, entonces varía el volumen dentro del cual se puede producir el sismo o la rotura y por lo tanto el epicentro del mismo. En la Figura 5 se ve el resultado de los cálculos [8] para un caso específico, como es el de los sismos en la zona de Santiago de Chile. Estos cálculos señalan que, cuando pasan unos años (Δt) sin que se produzca un sismo, luego de que pasó el tiempo medio (t) entre sismos, a partir del último, la zona donde se puede producir un nuevo sismo aumentó tanto que toda predicción es una ilusión. De todos modos lo básico es que cuando aumenta ϕ aumenta Δϕ y ϕ aumenta a medida que V disminuye y V disminuye para que el lugar esté determinado. Como ϕ es una función creciente de σ se tiene que ϕ aumenta, luego aumenta σ o sea t, aumenta Δϕ, por lo tanto aumentan Δσ y Δt. Finalmente, el error Δt con que se predice el terremoto aumenta.

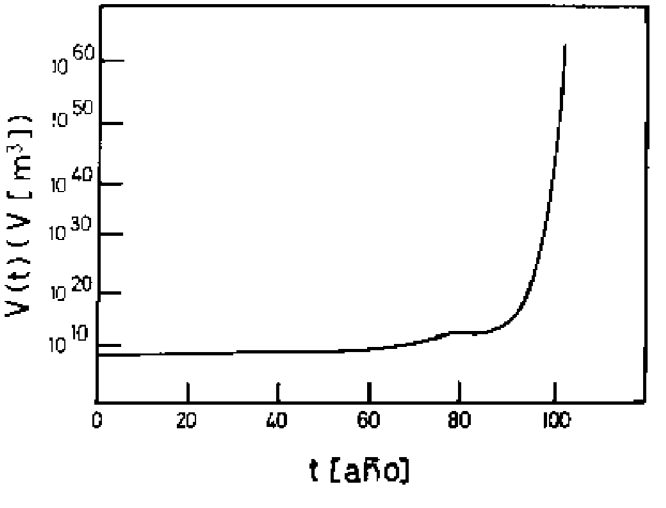

Fig. 5: Cómo varía el volumen V(t), en que puede ocurrir un terremoto, en función del tiempo t, para el caso de la región central de Chile. Cuando pasa un tiempo un poco mayor al tiempo medio, en este caso 82 años, el terremoto puede ocurrir en cualquier lugar.

La intuición nos dice que las zonas donde ocurren los terremotos, en algunos casos a 60 Km de profundidad o más, son totalmente heterogeneas. La masa sometida a tensiones es de diferente composición, con un entramado de fisuras complicado y ***constantes elásticas*** y críticas que debieran ser medidas en cada caso y que a su vez son variables aleatorias. El ***campo de tensiones*** no se puede determinar, la ubicación, orientación y tamaño de las fisuras y constantes del material tampoco. En principio, no aparece una mejor solución que construir de manera sismorresistente en lugares aptos (estudios geológicos) y con especificaciones técnicas rigurosas. Obviamente esto no quiere decir que se abandonen los estudios sismológicos que actualmente se realizan y que, por cierto, deben continuar ya que pueden dar origen al desarrollo de nuevos métodos y modelos, que proporcionen una idea más clara de lo que puede ocurrir, no obstante el significativo error predictivo actual.

Supongamos que se quisiera determinar la probabilidad de ocurrencia de un terremoto en una cierta zona en un cierto intervalo de tiempo. Consideremos para ello un cubo de arista L y el tiempo t aproximado entre terremotos en la zona en cuestión. Dividamos el prisma principal de cuatro dimensiones, L^3 x t, en pequeños cubos de volumen ΔL^3 x Δt, el número total de estos pequeños cubos es $(L/\Delta L)^3$ x $(t/\Delta t)$. Uno de estos cubos podría representar, por ejemplo, $(100\ \mathrm{Km})^3$ en un año. Si sumergimos los cubos en un L de 1000 Km y un tiempo t de 80 años, si se prescinde de la profundidad, el valor (100 x 80) corresponde al número total de sismos que podrían esperarse en la referida zona. Se presentan aquí dos posibilidades, que se acierte o que se fracase en las predicciones, en ambos casos el tratamiento estadístico es diferente y está más allá de la profundidad y extensión de este trabajo. De todas formas puede adelantarse lo siguiente. Si comienza a acertarse puede decirse que la teoría predictiva de terremotos estaría correcta. Ahora, si comienzan a verificarse desaciertos esto quiere decir que se trataría de eventos aleatorios. En tal caso , para confirmar la validez de una teoría predictiva de terremotos se requerirían del orden de $(100 \times 80)^{1/2}$ eventos, que corresponde al número estadísticamente válido de ensayos necesarios para validar la hipótesis predictiva. Esos 90 ensayos, considerados en un periodo de 80 años, dan un total de 7.200 años. En este análisis hemos prescindido de la profundidad, ya que bastaría con acertar en la superficie. En general, los sismólogos no dicen cómo se probabiliza, aquí hemos considerado un hipercubo sumergido en una dimensión inferior.

En el presente trabajo, donde se ha pasado de la escala del laboratorio al gran tamaño de los terremotos, se pueden ilustrar algunos de los diferentes métodos con que se busca la verdad científicamente. Uno de ellos es establecer, lo mejor posible, una teoría que represente un campo de fenómenos y extenderlos a otra escala. Este es el método hipotético deductivo, que siguieron los autores ([5,7], 1993). El otro método consiste en apoyarse en la intuición y en un estudio exhaustivo de los resultados negativos de los métodos empleados en la predicción de terremotos, este método lo siguieron Geller y sus colaboradores ([6], 1997). En un par de trabajos recientes de Wyss [9] y Aceves et al [10] ambos contradicen las opiniones de Geller y sus colaboradores con argumentaciones bastante convincentes, lo cual ocurre con todos los trabajos. No obstante, esto originó una extensa respuesta de Geller et. al. [11] tan o más convincente que la anterior. A favor de las opiniones de Geller están el que no se ha predicho ningún terremoto y los principios de incerteza de la ***resistencia probabilística de materiales***.

Esperemos que en el futuro las personas que dicen que pueden predecir terremotos no estén muy equivocadas. De todos modos, todo depende de lo que signifique predecir, si el volumen V es suficientemente grande, lo mismo que el error en el tiempo se podría acotar. Por ejemplo, predicciones del tipo siguiente: dentro de un volumen de 10^6 Km^2 se producirá un terremoto de magnitud mayor o igual a 6 en los próximos 80 años.

Notas

Probabilidad es el porcentaje de casos favorables sobre casos posibles, cuando todos los casos posibles son igualmente probables. Este valor varía entre 0 y 1. La probabilidad acumulativa, referida a una variable como σ, es el porcentaje de casos ocurridos para valores de σ_i menores o iguales a σ, también, como es obvio, varía entre 0 y 1, y es siempre creciente. Tenemos que recordar que el valor medio de un número de eventos N, donde se mide cada vez un valor de σ, y la dispersión o desviación media cuadrática son:

$$\bar{s} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} s_i \qquad ; \qquad \Delta s = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^{N} \left(s_i - \bar{s} \right)^2} \qquad (5)$$

Agradecimientos

Los autores desean expresar sus agradecimientos al Fondo Nacional de Desarrollo Científico y Tecnológico, FONDECYT, por el apoyo brindado mediante el proyecto Nº 1961105.

Bibliografía

1.- Kittl, P., Díaz, G. y Martínez, V., J. Mater. Sci., 31(1996) 3675.
2.- Griffith, A. A., Phil. Trans. Roy. Soc. (London), Serie A Vol. 221 (1921) 163.
3.- Weibull, W., Ingenior Vetenskaps Akad. Hand., 151 (1939) 1- 41.
4.- Kanminen, M. F. y Popelar, C. H., Advanced Fracture Mechanics, University Press, 1985.

5.- Kittl, P. y Díaz, G., Res Mech., 24(1988) 99.
6.- Geller, R. J., Jackson, D. D., Kagan, Y. Y. y Mulargia, F., Science, 275 (1997) 1616.
7.- Kittl, P., Díaz, G. y Martínez, V., Appl. Mech. Rev., 46 (1993) S327.
8.- Díaz, G., Martínez, V. y Kittl, P., Applied mechanics in the americas. Eds. L.A. Godoy, M. Rysz y L. E. Suarez , 4 (1997) 254, The University of Iowa, Iowa City. IA, U.S.A.
9.- Wyss, M., Science, 278 (1997) 487.
10.- Aceves, R. L. y Park, S. K., Science 278 (1997) 488.
11.- Geller, R. J., Jackson, D. D., Kagan, Y. Y. y Mulargia, F., Science, 278 (1997) 488.

Glosario

Campo de tensiones: cuando un cuerpo es sometido a fuerzas externas, en cada punto del cuerpo existen tensiones que se desarrollan para equilibrar las fuerzas externas.

Constantes elásticas: son los módulos de elasticidad, longitudinales o transversales, y corresponde a la ***tensión*** que es necesario aplicar para obtener una deformación unitaria. Cuando se trata de una deformación transversal, está medida a través de un cierto ángulo.

Frecuencia de los acontecimientos: es el porcentaje de veces que un evento específico se repite en un experimento aleatorio, cuando éste se realiza un número finito de veces. En el límite, cuando el número de veces que se reite el experimento aleatorio es tan grande como se quiera, frecuencia y probabilidad coinciden. Por ejemplo, al arrojar un dado N veces, cada una de las caras aparece con la frecuencia 1/6, a no ser que el dado esté cargado. La probabilidad de que aparezca una determinada cara está dada por (N/6)/N = 1/6, cuando N es muy grande.

Materiales dúctiles: aquellos que admiten grandes deformaciones antes de romperse. En el caso de una barra sometida a tracción, si es dúctil puede llegar a deformarse hasta un 10% y si el frágil, dicha deformación es del orden del uno por mil.

Materiales frágiles: aquellos que se deforman muy poco antes de romperse.

Probabilidad de un evento: es el porcentaje de casos favorables respecto de los casos posibles, cuando estos últimos son igualmente probables.

Resistencia Probabilística de Materiales: disciplina de la ciencia de materiales que considera que todas las constantes elásticas, tenacidades críticas y tensiones de rotura, tienen naturaleza probabilística.

Tenacidad: factor de amplificación de tensiones en el extremo de una grieta, depende de la carga aplicada y de la forma del material donde está ubicada la grieta.

Tenacidad crítica: valor que toma la tenacidad cuando la grieta se propaga sin límite.

Tensión: es el cuociente entre la fuerza y la unidad de superficie sobre la que actúa la fuerza.

Tensión de rotura: tensión que es necesario aplicar para que se rompa un material.

Ubicación probabilística: zona del material donde se inicia la fractura probabilística.

Variable aleatoria: una variable es aleatoria cuando, a través de una determinada función se establece una correspondencia con números que pudiendo tomar cualquier valor dentro de ciertos límites cualquiera de ellos es igualmente probable.

Viga en voladizo: viga empotrada en un extremo y libre en el otro, sometida a un sistema de cargas sobre ella.

Pablo Alfredo Kittl Duclout es profesor titular en el Departamento de Ingeniería Mecánica de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile. Profesor titular en diversas universidades latinoamericanas. Fellow de la American Academy of Mechanics, miembro correspondiente de la Academia Chilena de Ciencias, miembro de la Sociedad Científica Argentina, miembro de la American Association for the Advancement of Science, miembro de la Sociedad Chilena de Física. En los últimos treinta años ha trabajado en metalurgia, microscopía, cementos, materiales biológicos, fibrocementos y fatiga. Actualmente trabaja en mecánica de fractura y en resistencia probabilística de materiales. Ha publicado más de 150 trabajos.

Gerardo Octavio Díaz Rodenas es profesor asociado en el Departamento de Ingeniería de los Materiales de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile. Ingeniero Civil Industrial, miembro correspondiente de la American Academy of Mechanics. Su campo de trabajo es la resistencia probabilística de materiales y los aglomerantes cementicios, con aplicaciones a los cementos hidráulicos y a los fibrocementos.