
CAPÍTULO I

Introducción

El presente capítulo es un resumen de los avances de la sismología que llevaron a la concepción de una Tierra más real que puede considerarse como un sistema de generación y transmisión de energía. Las ondas registradas en los sismogramas son interpretadas como el producto resultante de diferentes etapas de transformación introduciendo los conceptos físicos y las definiciones fundamentales que serán de utilidad para el modelado matemático. Es así como se presentan los conceptos de *scattering* y absorción anelástica que finalmente serán los protagonistas de esta tesis junto a la región de estudio. Tratar de entender estos procesos en la región de Nuevo Cuyo es uno de los motivos que dan lugar a este trabajo.

1.1 DE LA TIERRA ELÁSTICA, HOMOGÉNEA E ISÓTROPA A LA TIERRA ANELÁSTICA, HETEROGÉNEA Y ANISÓTROPA

Las ondas generadas en un terremoto y registradas en estaciones sismológicas, después de haber viajado a través de la Tierra, tienen formas complejas. Cualquier onda puede representarse por la suma de infinitas ondas de frecuencias diferentes que con diversas amplitudes conformarán la señal registrada. El estudio de esas señales permite conocer características de la región donde se emplaza la estación, del camino por donde se han propagado las ondas y de la fuente de donde surgieron. La sismología plantea modelos de cada una de estas etapas y sus efectos sobre las ondas.

El desarrollo de las formulaciones de la generación y propagación de ondas de la sismología clásica se basa en la ley de Hooke de la elasticidad lineal. Haciendo consideraciones de conservación de energía, homogeneidad e isotropía se llega a relacionar las tensiones con las deformaciones a través de sólo dos parámetros elásticos que a su vez, son constantes en el medio. Según la elasticidad de Hooke, si un cuerpo es sometido a tensión se deforma proporcionalmente a ella y si se la quita, entonces vuelve a su estado inicial. Esto es válido si las tensiones tienen valores muy por debajo de las que puede soportar un material sin romperse para deformaciones infinitesimales o a temperaturas lo suficientemente bajas como

para que el material no comience a fundirse y fluya. En casos más reales, los parámetros elásticos no serán constantes y su relación con los esfuerzos no será lineal. Y además, al quitar la tensión, los materiales tratarán de recuperarse pero conservarán cierta deformación residual. Se habrá pasado de la elasticidad a la anelasticidad. Deberá tenerse en cuenta también que la energía ya no se conservará como energía elástica. La fricción en la ruptura frágil o los requerimientos de los cambios de estado, por ejemplo, harán que parte de la energía elástica se transforme en calor. La energía distribuida en el frente de onda ya no será constante. Los modelos planteados por Maxwell y Kelvin en el siglo XIX sentaron las bases para el tratamiento de los materiales viscoelásticos, permitiendo describir mediante análogos mecánicos la respuesta de estos medios a las tensiones y deformaciones.

Según sea el período de las ondas, distintas deben ser las consideraciones al modelarlas. Por ejemplo, las ondas de períodos largos que se utilizan para estudios globales de la estructura terrestre, las ondas directas que se analizan para la determinación de parámetros de la fuente o las ondas superficiales en el modelado de la estructura cortical, admiten habitualmente un modelo de tierra lateralmente homogéneo, donde la velocidad varía solamente con la profundidad. En cambio, en el tratamiento de ondas de corto período (menos de 1s) este modelo ideal no alcanza a reproducir las formas de onda registradas. Fue en la década de los años '60 cuando comenzaron a surgir estas preocupaciones. Por esos años se empezó a generalizar el uso de las denominadas Redes Sismológicas Locales de corto período. Esta nueva instrumentación incorporaba un nuevo rango de frecuencias en los registros sismológicos. La observación de los datos puso en evidencia que los modelos sísmicos usados hasta el momento no eran capaces de explicar las señales registradas. Una Tierra con una estructura en capas lateralmente homogéneas era totalmente insuficiente. El aumento del número de redes de este tipo en todo el planeta, la aparición del registro digital, la ampliación del rango dinámico del registro y sobre todo la mayor cantidad de observaciones pusieron de manifiesto la necesidad y dieron la posibilidad de plantear nuevos modelos más complejos. Estos modelos deberían ser capaces de explicar fenómenos como la forma en que la amplitud de los sismogramas decae, la amplificación local en las distintas estaciones, la disminución de la señal con la distancia que no podía ser explicadas por el modelo lateralmente homogéneo, el aumento en la duración de los primeros paquetes de ondas internas con la distancia y otros. La base de los mismos sería la hipótesis de una Tierra lateralmente heterogénea, con presencia de fuertes contrastes de velocidad. La realización de modelos tomográficos (Nakanishi y Anderson, 1983; Woodhouse y Dziewonski, 1984, entre otros) confirmaron esta complejidad estructural y esta misma dio lugar a la elaboración de

numerosas hipótesis para nuevos modelos y técnicas de cálculo.

En la Tierra existen heterogeneidades en una amplia variedad de escalas, desde los defectos cristalinos que modifican los módulos elásticos de los minerales formadores de rocas hasta los procesos tectónicos involucrados en los movimientos relativos de las placas litosféricas o inclusive las heterogeneidades sobre el límite manto-núcleo terrestre, la capa D”, que serían la base de las plumas, si es que existen (Anderson, 2000, Lay, 2005). Uno de los principales objetivos de la sismología es la caracterización de esas heterogeneidades. Hacia ese objetivo convergen también otras disciplinas de las geociencias. Esta interdisciplinariedad ha permitido por ejemplo, un mejor entendimiento de los mecanismos que han formado la corteza terrestre, los procesos volcánicos y la naturaleza de las zonas sísmicamente activas, por citar solo unos pocos.

Por último, el pasaje de la isotropía a la anisotropía. En un material isótropo las propiedades físico-químicas que caracterizan su comportamiento son constantes en todas las direcciones. Por ejemplo en un material con simetría uniaxial, como podría ser un medio estratificado, las propiedades se consideran idénticas en direcciones paralelas al plano de la estratificación. Mientras en un medio isótropo hacen falta sólo dos parámetros elásticos, en un medio uniaxial se requieren cinco parámetros para definir las velocidades de las ondas sísmicas y sus variaciones según la dirección de propagación. A diferentes escalas, ya sea en los minerales por la estructura de sus redes cristalinas, en las rocas por la disposición de los granos o inclusive en las estructuras geológicas por la presencia de fracturas, existen direcciones preferenciales de propagación. Las consideraciones de anisotropía a la vez que requieren de mayor cantidad de parámetros en su tratamiento, reducen la necesidad de incorporar numerosas hipótesis como se hace en los modelos de la Tierra isótropa, como por ejemplo, las capas de baja velocidad necesarias para definir el límite litósfera-asténósfera. Un efecto de la anisotropía sobre las ondas puede ser el desdoblamiento o la redistribución de la energía de la onda en pulsos de diferentes polaridades y velocidades de propagación (Stein y Wysession, 2003).

1.2 LA PROPAGACIÓN DE LAS ONDAS

Como ya se ha dicho, las ondas que se registran en una estación sismológica difieren de las que se originaron en la fuente y de las registradas en otras estaciones aún cuando estén a la misma distancia epicentral. Esa señal registrada puede entenderse como el resultado de varias etapas de transformación tanto de la amplitud como del contenido en frecuencias. Dichas etapas, por orden de aparición, son: el mecanismo de la fuente, la expansión de la energía en

el frente de onda, las propiedades del camino sísmico, las estructuras superficiales en la estación y las limitaciones instrumentales de la estación con que se efectúa el registro. Algunas características de cada una de ellas son:

- *El Patrón de Radiación y la Función Fuente:*

La fuente considerada originalmente para el planteo de las ecuaciones de ondas en un medio elástico, isótropo y homogéneo es puntual. De este modo las ondas P y S, obtenidas como solución para una tierra esférica, resultan tener frentes esféricos. A grandes distancias, es decir, cuando se trabaja con telesismos, estos frentes pueden aproximarse como planos, lo que simplifica mucho el tratamiento. Si, a partir de una fuente puntual se propaga una onda con un frente de onda esférico en un medio como el planteado idealmente, las polaridades de las señales registradas en cualquier estación, independientemente de su ubicación relativa serían idénticas. Como esto no ocurre en la realidad, se han diseñado diferentes modelos de fuente que tratan de reproducir el patrón de amplitudes real. Resolviendo nuevamente las ecuaciones de movimiento pero con un modelo de mecanismo de fuente, se obtienen las soluciones del campo de ondas longitudinales y transversales dependientes de la distancia, del azimut y de la frecuencia (Aki y Richards, 2002). Si el evento en cuestión incorpora la presencia de fluidos, con cambios de presión o de fase y circulación, el patrón se complica aún más (Foulger et al., 2004). Es decir, que a priori, no se puede suponer un patrón de radiación para los datos registrados de un evento, hasta tanto no se hagan estudios específicos. En el caso de eventos tectónicos, una solución práctica para eliminar el patrón de radiación ante esta falta de conocimiento, consiste en realizar cocientes entre amplitudes tomadas a distintos tiempos dentro de un mismo registro y para la misma frecuencia, esto es lo que se define como cocientes espectrales.

Las ondas irradiadas desde la fuente son el resultado del producto del momento sísmico escalar ($M_0 = \mu AD$, con μ , el coeficiente de rigidez; A , el área de la falla y D , la dislocación o deslizamiento) con la función fuente que depende del tiempo en que dicha dislocación se produce. El modelo más simple de función fuente es la convolución de dos funciones “cajón” temporales que permiten representar la duración de la fuente y la longitud de la ruptura (Stein y Wyssession, 2003). La transformada de Fourier de la convolución de funciones es el producto de las transformadas de cada función que en este caso resultan iguales a una función de la forma $\text{sinc}(x) = \sin x/x$. Esta función es comúnmente utilizada en la modelización de procesos de longitud finita. Una aproximación que suele hacerse a la función $\text{sinc}(x)$ es otra función que toma un valor constante e igual a 1 para $x < 1$ y decae como $1/x$ para $x > 1$ (Fig.

1.1a). Un gráfico logarítmico de la densidad de amplitud de desplazamiento espectral ($\log|A(\omega)|$ vs. $\log \omega$) muestra tres segmentos con comportamientos diferentes según la frecuencia (Fig. 1.1b). Las frecuencias $2/T_R$ y $2/T_D$ se denominan frecuencias de corte y se relacionan con la duración de la fuente, mientras que la amplitud de la parte plana permite estimar el momento sísmico, M_0 . A T_R se le denomina tiempo de ruptura y es el tiempo que tarda la ruptura en propagarse por la falla, T_D es el *rise time* o lo que tarda la dislocación en alcanzar su valor máximo en cualquier punto de la falla y depende de la caída de esfuerzo ocurrida durante el terremoto y M_0 depende del tamaño de la falla, la dislocación y el coeficiente de rigidez en la fuente. En algunos casos puede agregarse una etapa más a la envolvente del espectro de desplazamiento con una pendiente ω^{-3} , pero el modelo ω^{-2} es el que mejor ajusta a las magnitudes de ondas internas y superficiales (mb, Ms) para grandes terremotos (Aki, 1967, Hanks, 1979). Puede utilizarse entonces una única frecuencia de corte región plana. La frecuencia de corte de las ondas S suele ser inferior a la de las ondas P en la mayoría de los modelos. A altas frecuencias puede evitarse la dependencia azimutal del

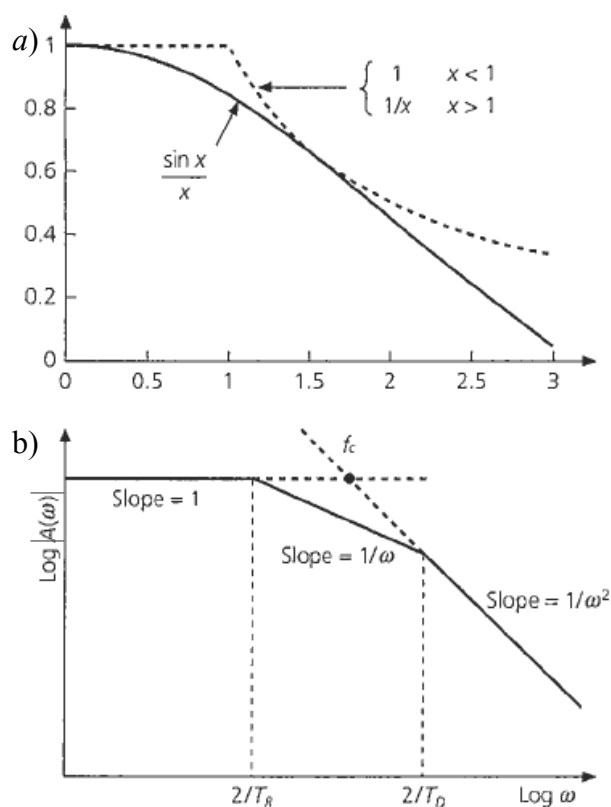


Fig. 1.1.- a) Aproximación a la función $\sin x / x$ utilizada para modelar el espectro de la fuente. b) Espectro teórico de un terremoto modelado en tres regiones con pendientes 1, ω^{-1} y ω^{-2} delimitadas por las frecuencias angulares que corresponden a los tiempos de ruptura y rise time en la fuente, T_R y T_D respectivamente. Una aproximación simplificada utiliza una única frecuencia de corte f_c ubicada en la intersección entre las extrapolaciones de la primera y la tercera etapa. (Extractada de Stein y Wysession, 2003).

espectro de la fuente, promediando los espectros registrados en diversas direcciones con respecto a la fuente. (Cormier, 1982). La caída de tensión en la fuente es aproximadamente independiente de M_0 (Stein y Wysession, 2003). Puede probarse que para una dada caída de tensión, a mayor longitud de la falla, mayores serán M_0 , T_R y T_D , por lo que menores serán las frecuencias de corte. Esto equivale a decir que cuanto mayor sea la magnitud de un evento menor será el ancho de banda de su espectro.

- La Expansión Geométrica:

La energía irradiada en la fuente establece la magnitud del terremoto. Si se considera un medio elástico, isótropo y homogéneo, esta energía se conserva distribuyéndose sobre el frente de onda para dar la densidad de energía. Si las ondas registradas corresponden a ondas internas de eventos locales el frente de onda se considera esférico. En ese caso la densidad vendrá dada por el cociente entre la energía irradiada y el área de la esfera de radio igual a la distancia hipocentral, R , $E = I/4\pi R^2$, como es el caso de una onda interna o de cuerpo, P o S. En cambio, en una onda superficial, donde la propagación es paralela a la superficie, el frente de onda puede aproximarse por un cilindro y la densidad de energía se expresa como $E = I/2\pi h R$, donde h es el espesor de la capa donde esta onda se propaga. Según la teoría de la elasticidad, la densidad de energía es proporcional al cuadrado de la deformación y esta a su vez se relaciona con el desplazamiento, por lo que la densidad de energía en una estación es proporcional al cuadrado de la amplitud del desplazamiento registrado, $E \propto A^2$. La amplitud del desplazamiento a una distancia R , se aproxima entonces por $A_0 R^{-m}$, donde A_0 es la amplitud en la fuente y m es el coeficiente de expansión que puede ser igual a 0.5, 1 o incluso otros valores si el medio es heterogéneo.

En el caso de considerar ondas internas telesísmicas propagándose en un medio con velocidad variando suavemente con la profundidad, la distribución de energía sobre los frentes de onda esféricos lleva a una relación $E \propto (R_T^2 r \sin \Delta)^{-1} d^2 t / d\Delta^2$ donde R_T es el radio terrestre, r es el radio en la fuente, Δ es la distancia epicentral en radianes y $d^2 t / d\Delta^2$ es la variación en la pendiente de las curvas de tiempo de recorrido (Udías Vallina, 1999). Si las ondas telesísmicas son superficiales, puede considerarse su propagación en un anillo alrededor de la Tierra con centro en la fuente de las ondas considerada superficial. De este modo, la energía se distribuye en un anillo de longitud $2\pi R_T \sin \Delta$, por lo que la densidad de energía decrecerá de la forma $E \propto (R_T \sin \Delta)^{-1}$ (Stein y Wysession, 2003).

Para poder comparar señales registradas a diferentes distancias de la fuente, debe

corregirse el efecto de la expansión del frente, a la que se llama geométrica porque sólo se debe a su forma.

- *El Efecto de Sitio en la estación*

Las características geológicas del lugar donde se instala una estación afectan de manera particular a todas las señales registradas. Este efecto se considera dependiente de la frecuencia y también del *backazimut*, (la dirección desde la que provienen las ondas que llegan a la estación). El efecto de sitio depende también del hombre, ya que este es el que determina las condiciones de la instalación de la estación. Puede causar reverberaciones, amplificaciones locales de la señal o incluso alguna complejidad de la forma de onda que no puede ser modelada por métodos determinísticos (Sato y Fehler, 1998). Para conocer este efecto deben hacerse estudios sobre un gran número de señales registradas bajo diversas condiciones, que permitan modelar una expresión que lo represente y así corregir los registros sismológicos para hacerlos comparables a los de otras estaciones en diferentes emplazamientos. Además la determinación del efecto de sitio en función de la frecuencia es esencial para el establecimiento de códigos edilicios y la estimación del peligro sísmico.

- *La Respuesta Instrumental*

Para poder conocer el movimiento del suelo en la estación, es necesario poder eliminar el efecto de la registración. Este efecto suele darse en la forma de una función de la frecuencia que se conoce como respuesta instrumental. Esta respuesta, además de amplificar la señal del suelo para hacerla medible, modifica el contenido de frecuencia de la misma debido a las limitaciones propias de la construcción del equipo que se esté utilizando. La variedad de instrumental sismológico existente hoy en día hace indispensable el conocimiento de las características de la registración. De otro modo sería imposible compartir datos de diferentes estaciones. También es importante la actualización periódica de las expresiones de la respuesta, dado que pueden variar con el tiempo por el desgaste o desbalance del instrumental. Una forma de eliminar su efecto en el sismograma, sin conocer su expresión matemática, es haciendo cocientes espectrales del mismo modo que se hace con el patrón de radiación de la fuente. Conocida la respuesta instrumental, pueden implementarse la deconvolución o la división espectral, contemplando siempre los errores que se pueden incorporar.

- *El Efecto del Medio de Propagación*

Como se ha dicho anteriormente, del análisis de ondas de corto período muchos autores concluyeron que el medio por el que se propagan las ondas debe considerarse heterogéneo, anelástico y anisótropo (Herraiz y Espinosa, 1986). Cuanto mayor sea el volumen de Tierra

que haya afectado a las ondas registradas, las características del medio se verán promediadas, tendiendo al medio ideal. A menor escala los efectos de estas propiedades se harán evidentes pero superpuestos unos sobre otros, haciéndose muy difícil distinguirlos, ya que las heterogeneidades a su vez probablemente sean anelásticas y anisótropas. Los efectos de las heterogeneidades y de la anisotropía se relacionan más con las modificaciones de las trayectorias de las ondas y la redistribución de la energía en el medio, en cambio los efectos de la anelasticidad se vinculan al intercambio de energía entre la onda y el medio.

Surge entonces el concepto de **atenuación sísmica** para describir la disminución de la densidad de energía en el frente de una onda sísmica y el lento decaimiento de la amplitud en los sismogramas que no llegan a ser explicados a través de los fenómenos conocidos en medios elásticos y homogéneos

A continuación se describen algunos de los fenómenos relacionados a la propagación de ondas en medios heterogéneos y anelásticos, los conceptos básicos para su tratamiento y algunos efectos observados sobre las ondas que permitieron establecer metodologías de análisis de los datos.

○ Interacción con heterogeneidades:

Ya se ha presentado a las heterogeneidades como fuertes contrastes de velocidad que encuentran las ondas en su camino entre la fuente y la estación. En este encuentro entre la onda elástica y la partícula, vale el principio de Huygens por el que todo punto perturbado se transforma en una fuente de perturbaciones al producirse un intercambio de cantidad de movimiento entre la onda incidente y la heterogeneidad. De este modo quedan definidas las **ondas primarias**, que inciden en la heterogeneidad desde la fuente y las **ondas secundarias** que salen de la heterogeneidad que es perturbada. En general, las ondas secundarias no saldrán en la misma dirección que la onda primaria y además existe la posibilidad de que por cada onda primaria surjan varias ondas secundarias. Es así que la energía incidente deberá redistribuirse y la amplitud de la onda registrada será generalmente menor que la amplitud de la onda que partió de la fuente. La energía, aún conservada, se habrá dispersado y es por eso que a las heterogeneidades también se las llama dispersores. Las características de este fenómeno dependen de la relación existente entre la longitud de onda y las dimensiones de la heterogeneidad. En un esquema muy simplificado, existen tres grandes grupos de heterogeneidades:

Heterogeneidades de dimensiones mucho más grandes que la longitud de onda:

Si la longitud de onda es mucho menor que la extensión del dispersor, el efecto sobre el frente de onda será el que resulte al tratar de pasar de un medio a otro con parámetros

elásticos diferentes. En este caso, la teoría de rayos permite hallar la dirección de propagación de las ondas secundarias, su naturaleza y la cantidad de energía que llevarán luego de la redistribución. Esta es la escala donde los procesos característicos son la reflexión y la refracción y se aplica en medios estratificados con dimensiones laterales que pueden considerarse como infinitas y saltos de velocidad bien definidos en las discontinuidades que separan las capas.

Heterogeneidades de dimensiones muy inferiores a la longitud de onda

Si la onda encuentra en su trayectoria una heterogeneidad mucho más pequeña que su longitud de onda, probablemente no ocurra intercambio de energía y continúe su trayectoria sin ser afectada. Esto puede compararse al efecto de un medio homogéneo o con contrastes de velocidad muy leves.

Heterogeneidades de dimensiones cercanas a la longitud de onda

Si la heterogeneidad es un cuerpo de dimensiones finitas dentro de un rango centrado en la longitud de onda, por el principio de Huygens, las ondas secundarias formarán un patrón de radiación complejo. La energía se redistribuirá de maneras diferentes dependiendo de la forma de la heterogeneidad y del contraste que represente. Los procesos que ocurren ante esta relación de escala se denominan en general procesos de *scattering** y puede tener efectos muy diferentes dependiendo de la distancia recorrida por las ondas, la longitud de onda y la distancia entre las heterogeneidades o las dimensiones de las mismas. Un caso particular es la difracción, que ocurre si la heterogeneidad tiene la misma escala que la longitud de onda.

La terminología usada en el *scattering* de las ondas sísmicas proviene de la física de partículas. De esta manera, el medio puede tratarse entonces como un medio homogéneo con heterogeneidades distribuidas según una densidad ρ_n superficial o volumétrica. A su vez, la

* Tanto el vocablo inglés *scattering* como *dispersion* se traducen al español como *dispersión*. Este término es reservado en la sismología de habla hispana, para el proceso que sufren las ondas superficiales debido a su propia naturaleza y difiere ampliamente de este cuyo origen es la naturaleza heterogénea del medio. Si bien existen otros sinónimos, ninguno de los hallados parece adaptarse sin causar confusión. Varios de ellos, como *difusión*, *disipación*, *irradiación* y *propagación*, ya se asocian a otros procesos físicos. No parece que sea conveniente hablar de *desparramo*, *disgregación* o *esparcimiento* de las ondas como si se tratara de partículas, tampoco de *separación* o *bifurcación* que darían a pensar en sólo el camino recorrido, menos aún de una *desbandada* o *fuga*. Es por ello que se ha optado por conservar el término *scattering* para denominar este proceso. A las ondas afectadas por él se las llamará *ondas dispersadas* sin ánimo de confundir con la teoría de ondas superficiales.

distribución de los dispersores puede considerarse homogénea o heterogénea haciendo que las ondas sean afectadas en ciertas direcciones de propagación más que en otras. Se define:

- *forward-scattering* o *scattering* hacia adelante, si las ondas secundarias tienen una dirección y sentido promedio similares a los de las ondas primarias.
- *back-scattering* o *scattering* hacia atrás, cuando la dirección y sentido promedio de las ondas secundarias son contrarios a los de las ondas primarias.
- *scattering* isótropo, si no existe una dirección promedio preferencial en las ondas secundarias.
- *scattering* simple, cuando la densidad de dispersores es tan baja que puede considerarse que la onda en su trayectoria ha sido afectada por un único dispersor.
- *scattering* múltiple si la onda se ha encontrado con más de un dispersor antes de llegar al receptor y el caso extremo será la difusión donde la energía secundaria se distribuye en todas las direcciones de propagación.
- *scattering* débil, si la energía de la onda varía muy poco en la interacción, es decir si la energía de la onda secundaria es mucho menor que la de la primaria.
- *scattering* fuerte, cuando la energía de la onda secundaria es similar a la de la onda primaria.

○ Absorción anelástica

El comportamiento de los materiales dentro de la Tierra depende de varios factores como por ejemplo composición, presión, temperatura, porosidad, contenido de agua y porcentaje de fusión. Cuando las rocas son sometidas a presiones confinantes bajas su comportamiento puede asumirse como frágil o elástico. Estos son los mecanismos principales en los procesos tectónicos que ocurren en los primeros 5-10 km de profundidad. Byerlee (1978) comprobó empíricamente que si la tensión de cizalla supera el 85% de la tensión normal, a presiones confinantes inferiores a 200 MPa, la roca se fracturará. Por encima de los 200 MPa, la relación entre tensiones es algo menor. Por debajo de la tensión de fractura los materiales serán elásticos, deformándose proporcionalmente a la tensión aplicada según la ley de Hooke.

A mayor profundidad, el comportamiento del medio puede cambiar de frágil a dúctil si la tensión aplicada supera una tensión límite elástico que depende de la temperatura y la presión. Para representar el comportamiento de estos medios se plantean modelos mecánicos, siendo los más sencillos aquellos que superponen la elasticidad lineal con la viscosidad lineal de Stokes dando cuerpos linealmente viscoelásticos (Ben-Menahem y Singh, 1998). Un cuerpo elástico se deforma instantáneamente al aplicarle una tensión y esa deformación se recupera totalmente y en forma instantánea cuando la tensión cede. Un cuerpo viscoso lineal sometido a una deformación constante, sufrirá un aumento súbito de la tensión que luego irá

relajando conforme el cuerpo alcanza la deformación impuesta. Un modelo mecánico ampliamente utilizado es el sólido lineal estándar, que es una combinación de los modelos de Maxwell y Kelvin-Voigt. Cuando se aplica una tensión sobre el mismo, este sufre una deformación instantánea que depende de su elasticidad y una deformación continua retrasada debido a su viscosidad en un proceso que se denomina reptación. Al quitar la tensión, la deformación completa se recupera gradualmente (reptación elástica). En algunos sólidos viscoelásticos puede quedar una cierta deformación permanente (flujo elástico). Para mejores aproximaciones a la realidad se utilizan combinaciones de sólidos lineal estándar (Liu et al., 1976). A partir de un medio anelástico lineal, Kjartansson (1979) explicó el aumento de la duración del pulso y la disminución de la amplitud de las ondas con la distancia.

Los procesos de deformación dominantes en la Tierra, dependen de la profundidad y la temperatura consideradas. En la corteza, a temperaturas bajas, domina la reptación por presión ya que las rocas pueden plegarse dúctilmente ante un exceso de tensión. En la litósfera inferior, a mayor temperatura, domina la relajación de tensiones por un comportamiento viscoelástico. En el manto, con un gradiente de temperaturas constante y pequeño, la convección y la deriva continental se atribuyen a procesos de reptación.

La reptación puede entenderse mejor, vista a escala de estructura cristalina (Turcotte y Schubert, 2002). Los átomos que forman la red cristalina se mantienen con un espaciamiento que permite el balance de las fuerzas interatómicas de Coulomb. Ese equilibrio corresponde a un nivel de energía mínimo de la red denominado energía de cohesión que deberá superarse si se quiere romper la estructura cristalina. Los átomos oscilan alrededor de sus posiciones de equilibrio y la energía cinética y potencial de esa oscilación determina la temperatura del sólido. Los parámetros elásticos controlan las fuerzas restauradoras de esa oscilación y la consecuencia de que esas oscilaciones no sean armónicas es la expansión térmica.

La reptación puede darse a bajas tensiones y altas temperaturas, por la difusión de un defecto cristalino dentro de la red. Si los átomos adquieren suficiente energía cinética como para vencer su energía de cohesión, irán intercambiando posiciones con el defecto dentro de la red y el grano se deformará. A veces los defectos cristalinos no están aislados sino que forman una cadena que se llama dislocación. Esta dislocación aumenta la tensión local interna de la red, por lo que la energía externa necesaria para vencer la cohesión y movilizar la dislocación será menor que en el caso de los defectos aislados. Esta migración de dislocaciones puede ocurrir entonces a temperaturas más bajas que la difusión. Si al migrar, las dislocaciones interfieren entre sí y se bloquean, se requerirá una tensión mayor que la

anterior para moverlas resultando en un endurecimiento plástico. Si se deja la estructura en reposo, las dislocaciones tienden a redistribuirse en una configuración de menor energía a través de la recuperación. A bajas temperaturas (0 °C a 350 °C aproximadamente) y grandes esfuerzos diferenciales predomina la migración de dislocaciones, acompañada de endurecimiento por deformación. A temperaturas mayores (350 °C a 550 °C) predomina la migración de dislocaciones acompañada de recuperación y si las temperaturas son aún mayores (550 °C a 800 °C), la difusión por el interior del cristal pasa a ser dominante (Martínez Catalán, 2002). Existen además otros tipos de reptación que aquí no se mencionan.

Cuando una onda atraviesa un medio viscoelástico intentando imponerle su energía, este reptará del modo en que sus condiciones reológicas definan y luego se recuperará en un tiempo que depende de la relación entre sus parámetros elásticos y su viscosidad. En ese proceso puede haber absorbido parte de esa energía en una deformación permanente, aumentado su temperatura o incluso cambiado de fase. La onda incidente seguirá su viaje habiendo disminuido su carga energética. Al llegar a la estación, la amplitud de la onda registrada deberá corregirse del efecto de absorción anelástica del medio por el que se propagó. Este efecto se expresa a través de un parámetro que se define como la atenuación intrínseca.

1.3 LA REGIÓN DE NUEVO CUYO Y LA ATENUACIÓN SÍSMICA

La subducción de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana presenta una geometría segmentada, según se infiere de la distribución de sismos intermedios, en zonas de subducción normal y subhorizontal (Stauder, 1973, Barazangi y Isacks, 1976). La Región de Nuevo Cuyo ha sido calificada como la de más alta peligrosidad sísmica en la República Argentina (Giardini et al., 1999). Cuenta en su historia reciente con sismos destructivos como los que tuvieron epicentro en las ciudades de Mendoza (1861, Ms 7.0), San Juan (1944, Ms 7.4) y Caucete (1977, Ms 7.4). La energía sísmica liberada sobre este segmento de subducción horizontal es en promedio 3 a 5 veces mayor que en las áreas de subducción normal adyacentes (Gutscher y Malavieille, 1999).

Esta región ha sido objeto de numerosos estudios relacionados con su geodinámica y en particular, en el área de sismología, con análisis de sismicidad, mecanismos de fuente, modelos de velocidad, modelado cortical a través de inversión de onda, tomografía de ondas internas y otros (por ejemplo: Barazangi y Isacks, 1976; Triep y de Cardinali, 1984; Smalley y Isacks, 1987; Kadinsky-Cade, 1985; Bollinger y Langer, 1988; Pujol et al., 1991; Smalley et al., 1993; Regnier et al., 1994; Beck et al., 1996; Gutscher et al., 2000; Pardo et al., 2002,

2004; Fromm et al., 2004; Alvarado et al., 2005, 2009; Gilbert et al., 2006).

El análisis de sismicidad cortical en la región de Nuevo Cuyo realizado por Smalley et al. (1990) determinó profundidades focales centradas en corteza media e inferior. Esto era coincidente con lo hallado por Suárez et al. (1983) para la sismicidad cortical en la zona de subducción plana peruana y difería con las profundidades determinadas por Cahill y Isacks (1992) en zonas de subducción normal. La variación de las profundidades focales fue entonces atribuida a diferencias regionales de las características termodinámicas y reológicas de la litósfera. Por otro lado, la sismicidad intermedia analizada en la región de Nuevo Cuyo es intraplaca y muestra mecanismos de extensión debidos a la flexión de la Placa de Nazca (Stauder, 1973; Triep y de Cardinali, 1984; Anderson et al., 2007).

Gioldi (1990) y Alvarado (1992) realizaron las primeras determinaciones de la atenuación sísmica en la región utilizando codas de registros analógicos, estimando valores promedio regionales del factor de calidad, Q , a frecuencias de 1Hz que indicaban un efecto de la atenuación consistente con un área de alta actividad tectónica. Deshayes et al. (2008) presentaron resultados preliminares de una tomografía de atenuación de ondas P y S con datos de estaciones temporales de proyectos internacionales (proyectos OVA99 y CHARAME) y estaciones permanentes chilenas, estimando una atenuación altamente heterogénea por encima de los 20km pero que se homogeniza a mayores profundidades.

La ausencia o acumulación de sismos en una región se da por diferentes combinaciones de los parámetros geodinámicos, densidad, rigidez, temperatura, presencia de fluidos, tensiones tectónicas, etc. Mediante el estudio de las variaciones de la energía en ondas directas y dispersadas en los sismogramas pueden determinarse los factores de calidad del medio, Q . A través de relaciones establecidas entre los valores de Q de ondas directas y dispersadas puede separarse la proporción anelástica, Q_i , y de *scattering*, Q_s , de la región. El valor de Q_s se relaciona con la densidad de heterogeneidades y el de Q_i con la anelasticidad del medio, esta última vinculada a la temperatura, la presión, el grado de fluidez y el contenido de fluidos. Por esto es que Q es más sensible a los parámetros reológicos que la velocidad de las ondas.

