

MONITOREO DE ^{222}Rn EN LA COSTA SUR DE MÉXICO, TRAMO ACAPULCO - PUERTO ESCONDIDO

Faustino Juárez S.¹ y Francisco J. Núñez-Cornú²

¹ Instituto de Geofísica, Ciudad Universitaria, UNAM, 04820, México, D.F.

² LabTOA DRNCUC, Puerto Vallarta, Universidad de Guadalajara
Av. Universidad 203, Del. Ixtapa, Puerto Vallarta, Jal., 48280, México

RESUMEN

El análisis de la emisión de ^{222}Rn en 167 puntos de observación instalados a lo largo de la carretera entre Acapulco y Puerto Escondido plantea la posibilidad de utilizar esta técnica como una herramienta más para estudiar el estado de esfuerzos de la corteza. Para este análisis se utiliza un método de fijación del radón y su cuantificación termoluminiscente. Se presentan los resultados de tres periodos de observación con duración de tres meses cada uno, de estos resultados se observa que la emisión media se mantiene aproximadamente constante para todos los puntos de la línea; sin embargo, se observan variaciones laterales en los valores medios de emisión, particularmente en la región entre Punta Maldonado y el Río Verde, donde la variación es de un orden de magnitud. Otros estudios en la zona confirman que esta anomalía no puede ser imputada a variaciones litológicas o geológicas superficiales sino que está directamente relacionada con el estado de esfuerzos de corteza en esta zona. En esta región, a partir de estudios de refracción sísmica, se propone un adelgazamiento de la corteza debido al levantamiento del Moho bajo la zona de Río Verde-Puerto Escondido; de esta forma la zona anómala de emisión de radón correspondería a la zona de flexión de la placa continental lo que sugiere que este proceso de deformación es activo.

INTRODUCCIÓN

La emanación de un gas proveniente del interior de la tierra siempre llama la atención y aún más cuando este gas es de naturaleza radiactiva. Este es el caso del radón, elemento gaseoso que se genera por el decaimiento de las series radiactivas naturales, particularmente del uranio contenido en las rocas intrusivas. La migración del radón a la superficie está controlada por dos mecanismos: la difusión que es función de la concentración, la porosidad del terreno y la distancia a recorrer, y el arrastre debido al movimiento de fluidos terrestres donde se incorpora el radón. En condiciones de alta deformación o compresión de rocas, el radón atrapado en los poros se incorpora a los fluidos terrestres cambiando su concentración. Durante su migración desde el subsuelo hacia la superficie, el radón puede acumularse en cavidades subterráneas como cuevas y minas, o diluirse en aguas subterráneas. Por esta razón, estudios geoquímicos (Santoyo *et al.*, 1991) y geofísicos (Moninn y Seidel, 1992), han utilizado al radón como un trazador radiactivo natural.

La distancia a recorrer por el gas en su camino a la superficie está en función de la vida media de los tres isótopos radiactivos naturales del radón, el ^{219}Rn , el ^{220}Rn y el ^{222}Rn (Seelmana-Eggebert *et al.*, 1982), todos ellos emisores de partículas α . Las vidas medias de estos isótopos y sus energías α se muestran en la Tabla 1. De estos tres, el ^{222}Rn , por tener vida media más larga, es aquel que mayor probabilidad de migrar del subsuelo hacia la superficie terrestre e integrarse a la atmósfera.

Tabla 1. Vidas medias de los isótopos del radón y energías liberadas.

Isótopo	Vida Media	Energía (Mev)
^{219}Rn	3.96 seg	6.819
^{220}Rn	55.6 seg	6.288
^{222}Rn	3,825 días	3.489

En geofísica se utiliza al radón en diversos estudios; tradicionalmente se ha utilizado como herramienta en la prospección de minerales o en la prospección de pozos geotérmicos (Balcázar *et al.*, 1991; Balcázar y González, 1992), así mismo, se ha utilizado como indicador de actividad sísmica (Noguchi and Wakita, 1977, Segovia *et al.*, 1989; Santoyo *et al.*, 1985, 1991) y volcánica (De la Cruz-Reyna *et al.*, 1985). La intención de este estudio es monitorear la emisión de radón en una amplia zona obteniendo los valores de emisión puntual para comparar las cantidades emitidas regionalmente y buscar posibles correlaciones con procesos geológicos y el ambiente tectónico. Otros fenómenos, como los cambios climáticos, pueden identificarse a través de este método. Hasta ahora, generalmente las aplicaciones de radón se han realizado de manera puntual, sin correlacionar variaciones regionales; es decir, se han instalado detectores en campos geotérmicos, volcanes y minas, pero en áreas muy reducidas y, aunque se han registrado variaciones previas a eventos macrosísmicos, o durante procesos eruptivos, no se han reportado estudios de valores medios de emisión y posibles variaciones a nivel regional.

METODOLOGÍA

El MEFIRDET (Método de Fijación de Radón y Detección Termoluminiscente) es el resultado del trabajo realizado para

la detección de ^{222}Rn en minas de arena cerradas (Juárez, 1994), basado en las propiedades físicas y químicas del radón y el conocido efecto de la termoluminiscencia, de donde se desprende el empleo de detectores termoluminiscentes que se describen a continuación.

El mecanismo general para explicar el fenómeno de termoluminiscencia (TL) es el siguiente: al ser irradiado, la estructura de un cristal sufre alteraciones por la ionización. En este proceso se liberan electrones de la red y se generan dos tipos de entes móviles: electrones y agujeros, ambos portadores de carga, que pueden viajar por el cristal hasta quedar atrapados en defectos de la red, generando centros de color (carga oculta). Los electrones y agujeros permanecen atrapados hasta que se proporciona al material energía térmica suficiente para liberarlos, volviéndolos a su estado natural, es decir, al estado anterior a la irradiación. Cuando esto ocurre, se emiten fotones de luz visible al desprenderse el exceso de energía que adquirieron. Si la energía que se proporciona al cristal para que los entes móviles vuelvan a su estado original es térmica, se produce el fenómeno de TL.

DETECTORES TERMOLUMINISCENTES

Los detectores TL son dispositivos fabricados de materiales susceptibles de producir defectos en la estructura del cristal, así como electrones libres y, en el caso de materiales orgánicos, radicales libres.

Los fenómenos antes mencionados son producto de la interacción de radiaciones ionizantes. En el caso concreto del ^{222}Rn se emiten partículas α que provocan los defectos de red en los materiales; dado que el estado excitado de los materiales no es estable, éstos tienden al equilibrio utilizando como catalizador una energía externa, como el calor; al llegar a una temperatura de 350°C se liberan los esfuerzos y se recupera la estructura original. Al liberarse de los esfuerzos se libera la energía en forma lumínica, llamándose a este efecto luminiscencia y al conjunto del efecto termoluminiscencia.

DESARROLLO EXPERIMENTAL

Para este trabajo se emplearon detectores TL fabricados con $\text{CaSO}_4 \cdot \text{Dy} + \text{PTFE}$ (politetrafluoroetileno, teflón) en forma de tabletas de 0.5 cm de diámetro y empacados en un portadosímetro de acrílico con carbón activado.

Debido a que estos detectores son incapaces de discriminar la radiación causada por partículas α de las β y γ , fué necesario encapsular otro detector en forma hermética, evitando la acción de las partículas alfa, pero no las beta y gamma. Ambos detectores se colocaron en cada punto de muestreo, con lo que se corrigió la lectura proveniente del ^{222}Rn .

Para calibrar el sistema se procedió a irradiar algunos detectores con una fuente de ^{238}Pu a intervalos de tiempo y a contacto directo. La emisión de las partículas α de la fuente (A_s) a la geometría utilizada para la irradiación se expresa con la ecuación

$$A_s = \frac{(n - nb)}{e_i w e_s}$$

Fuente :

^{238}Pu ; $t_{1/2} = 87.7$ días
 α ; 5.499, 5.456 (Seelmann-Eggebert *et al.*, 1981)
 Emisividad: 1 218 α/s

nb = conteo de fondo
 n = conteo = 1 218 α/s
 e_s = factor = 0.25
 e_i = eficiencia de la fuente = 1
 w = área de la ventana del emisor $\alpha = 1$

Con los datos anteriores se procedió a irradiar los detectores, obteniéndose los resultados que se muestran en la Tabla 2 y con ellos se hizo una gráfica de calibración.

Tabla 2. Datos para curva de calibración con fuente de ^{238}Pu y detectores de $\text{CaSO}_4 \cdot \text{Dy} + \text{PTFE}$.

Tiempo de Irradiación	NC x 10	Bq	IL
1.5	1.96	4.3848	117.5
3.0	2.38	8.7696	138.5
4.0	4.20	11.6928	277.5
7.0	6.40	20.4624	317.5

Como se apuntó anteriormente, la irradiación se hizo a contacto directo, por lo que $e_i = w = 1$, esto es que la ventana del irradiador coincide con el diámetro del detector, mientras que el conteo de fondo fué de 122 α/s y el conteo total de 1218 α/s . Por lo tanto, al sustituir en la ecuación, se tiene

$$A_s = 1\,218 / 0.25 = 4\,872 \alpha/\text{s}$$

El análisis de los detectores TL se realizó utilizando un equipo TELMA-PTC30. Este equipo utiliza planchetas de calentamiento intercambiables que van montadas en el cajón de muestra; sobre estas planchetas se colocan los TL. La temperatura de la plancheta se controla haciendo un precalentamiento rápido (de 27° a 300°C), llegando a un máximo de 350°C . El periodo total de integración se puede seleccionar entre 0 y 200 segundos. La señal TL se mide por la integral bajo el pico TL representada por la carga total liberada por el Tiempo de Factor Medio durante el ciclo de lectura. Esta medición se realiza a través de un contador digital de 4 décadas con cambiador automático de escala.

El trabajo experimental presenta dificultades en la colocación de los detectores, ya que es difícil lograr la repetición exacta de la geometría, por las condiciones propias del terreno. El error estimado es del 2%. Es necesario mencionar que los detectores aquí empleados no son útiles para ver cambios instantáneos en la emanación de radón ya que son de tipo pasivo y acumulan el total de cuentas por el periodo de exposición. Para obtener datos en espacio-tiempo es necesario emplear detectores activos.

SITIO DE ESTUDIO

Se escogió la región de Oaxaca en la costa meridional de México (Figura 1), por ser una de las más estudiadas desde el punto de vista sísmológico (Núñez-Cornú y Ponce, 1989). Aquí tuvieron lugar los terremotos de 1978 y 1982 (v.g.; Núñez-Cornú *et al.*, 1978; Singh *et al.*, 1980; Chael and Stewart, 1982; Astiz and Kanamori, 1984; Quintanar, 1985). En esta zona se han realizado estudios de la estructura de la corteza (Nava *et al.*, 1988; Núñez-Cornú 1987; Núñez-Cornú *et al.*, 1993; Mena *et al.*, 1995).

Se instalaron 167 puntos de detección, cada uno con tres detectores TL a una profundidad promedio de 80 cm. Los puntos de perforación se colocaron 3 m alejados del acotamiento de la carretera Federal 200 hacia la parte continental. Todas las perforaciones se realizaron en forma manual empleando un perforador de maneral. La distancia entre los puntos de muestreo fue de aproximadamente 5 km a lo largo de la carretera.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En la Figura 2 se incluyen las gráficas que representan los tres periodos de medición y el promedio de los tres. En estas

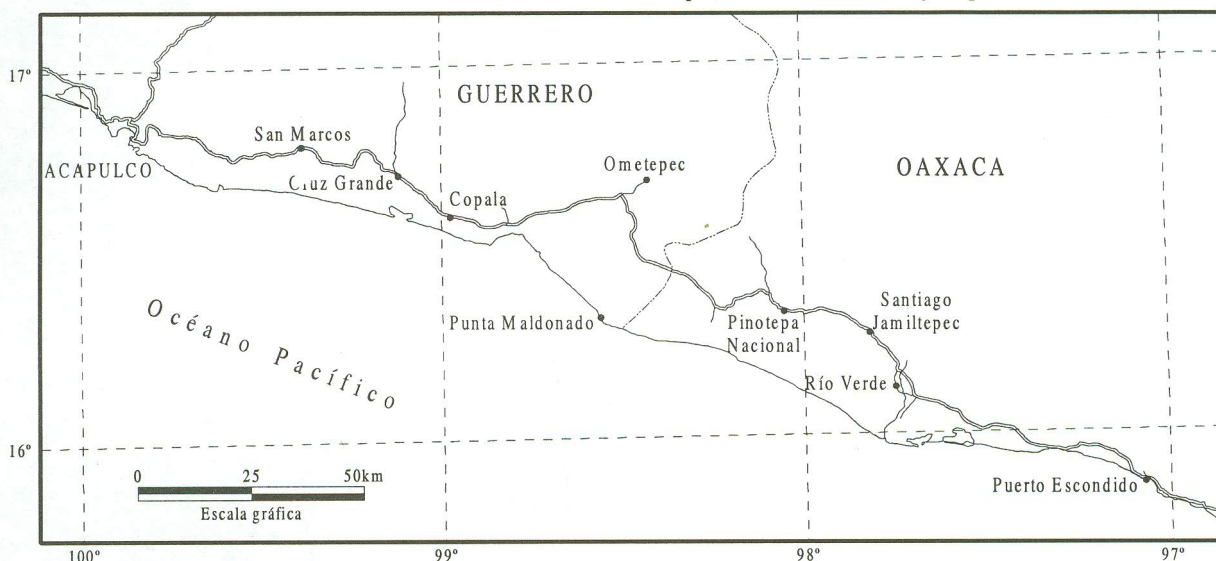


Figura 1. Región de la Costa Sur de México donde se instalaron los detectores de radón.

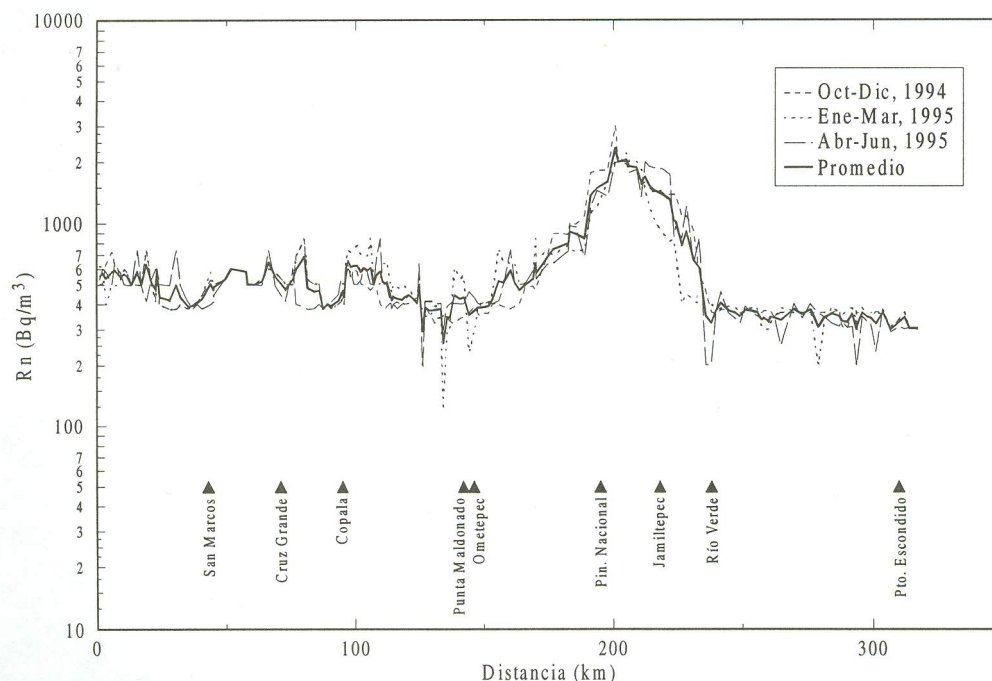


Figura 2. Valores de emisión de radón obtenidos en los tres períodos de observación y su promedio.

gráficas se puede considerar que la emisión de radón es aproximadamente constante sobre estos periodos en cada punto de registro a lo largo de la costa durante los 9 meses. Los 9 meses incluyen parte de la temporada de secas y parte de la de lluvias; no obstante, no se aprecian variaciones puntuales o regionales notables que puedan ser imputadas a cambios climáticos. En general se puede observar una ligera tendencia a disminuir en dirección oeste-este de un valor de 600 Bq/m^3 a 300 Bq/m^3 , con excepción de la zona comprendida entre Punta Maldonado y el Río Verde; de esta manera podemos dividir la curva en tres secciones con las siguientes características: una primera sección desde Acapulco hasta Punta Maldonado con un valor que varía entre 600 Bq/m^3 y 400 Bq/m^3 y una pendiente ligeramente negativa. A partir de Punta Maldonado se incrementa la emisión de ^{222}Rn hasta llegar a un máximo de 3000 Bq/m^3 en la región de Pinotepa Nacional-Jamiltepec, a partir del cual empieza a disminuir, cayendo abruptamente en la zona de Río Verde y estabilizándose posteriormente el valor de emisión de ^{222}Rn hasta llegar a Puerto Escondido, donde se terminan las observaciones.

De esta manera se tiene un valor promedio de $494 \pm 90 \text{ Bq/m}^3$ para el tramo entre Acapulco y Punta Maldonado. La zona anómala entre Punta Maldonado y el Río Verde presenta un máximo (2324 Bq/m^3) asemejando una curva gaussiana. Finalmente, en la sección Río Verde a Puerto Escondido se observó un valor promedio de $342 \pm 25 \text{ Bq/m}^3$ entre Río Verde y Puerto Escondido. Aunque se observan pequeñas fluctuaciones, la media obtenida para el periodo completo a lo largo de todo el perfil es bastante representativa, ya que no muestra variaciones considerables con respecto a las mediciones trimestrales. Análisis recientes de contenidos de uranio, torio y potasio en el Batolito de Río Verde [Pinotepa Nacional-Manialtepec] (Urrutia-Fucugauchi *et al.*, 1996) indican que no existen unidades litológicas que expliquen las variaciones laterales tan fuertes en las emisiones de radón observadas. En vista de que este periodo de observación incluyó variaciones estacionales, además de las correcciones ya mencionadas, consideramos que estas razones de emisión están relacionadas con la estructura de la corteza y/o el estado de esfuerzos regional.

En la Figura 3 se representa dibujada parte de la gráfica de emisión de radón correspondiente a las secciones entre Punta Maldonado y Puerto Escondido y un diagrama del modelo de la corteza continental propuesta por Núñez-Cornú *et al.* (1993) para esta sección. En este diagrama se observa que a partir de Punta Maldonado empieza un levantamiento del Moho y un adelgazamiento de la corteza continental, lo que implica una variación lateral en la estructura de la corteza continental, particularmente en la corteza inferior, que se adelgaza hasta llegar a la zona del Río Verde, donde súbitamente se engrosa. En este punto se puede considerar que comienza la parte más delgada de la corteza continental (15 km) hasta unos 15 km al este de Puerto Escondido, donde el Moho empieza a descender y la corteza a engrosar nuevamente. Este levantamiento y adelgazamiento de la corteza continental ha sido atribuido por Núñez-Cornú (1987) a un rompimiento de la placa subducente

(Cocos). Estos bordes del adelgazamiento de la placa continental coinciden con alineaciones NS de epicentros registrados durante los estudios de réplicas de los terremotos de 1978 y 1982 (Núñez-Cornú, 1987). Por otra parte, Córdoba *et al.* (1993) reportan una estructura homogénea de la corteza continental a lo largo de la costa desde Coyuca, Guerrero hasta Punta Maldonado con un espesor aproximado de 25 km.

En conclusión, se pueden establecer las siguientes correlaciones: las partes planas de la curva de emisión de ^{222}Rn corresponden a las secciones entre Acapulco y Punta Maldonado, y Río Verde y Puerto Escondido, donde la corteza continental es más homogénea y plana; la diferencia en los valores medios puede deberse al grosor o a la composición de la corteza. La zona anómala entre Pinotepa Nacional y el Río Verde se ubica encima de la zona de adelgazamiento de la corteza continental superior y el levantamiento del Moho, que debe ser una zona sujeta a grandes esfuerzos debido a la flexión de la placa continental, por lo que es mayor la emisión de radón. Lo anterior sugiere que el proceso de deformación es activo.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecemos las atinadas revisiones de E. Santoyo y otro árbitro anónimo. Expresamos las gracias también a Victor M. Frías Camacho por su apoyo en la edición de las figuras.

REFERENCIAS

- Astiz, L. and Kanamori, H., 1984, An earthquake doublet in Ometepec, Guerrero, Mexico. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, V. 34, 24-45.
- Balcázar, M., Santoyo, E., González, E., and González D., 1991, Radon measurements in heat-producing geothermal wells. *Nuclear Tracks Radiation Measurements*, V. 19, 283-287.
- Balcázar, M. y González, E., 1992, El radón como guía de exploración geotérmica: caso del campo geotérmico de Chipilapa, El Salvador C.A. Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL-Linares Número Especial, Segundo Congreso Nacional de Geoquímica, p. 133-136.
- Chael, E.P. and Stewart, G.S., 1982, Recent large earthquakes along the middle american trench and their implications for the subduction process. *Journal of Geophysical Research*, V. 87, B1 329-338.
- Córdoba, D., González, A., Núñez-Cornú, F., Nava, F., González, L., Blanco, M.J., Pous, J., Graniel, J., Yamamoto, J., Mota, R., Castellanos, G. and Sánchez, C., 1993, Structure of the Coast Along the Coast of Guerrero Mexico. *Seismological Research Letters*, V. 64, No. 1, p. 40.
- De la Cruz, S., Mena, M., Segovia, N., Chalot, J.F., Seidel, J.L. and Monin, M., 1985, Radon emanometry in soil gases and activity in ashes from El Chichon volcano. *PaGeoph.* V. 123, 407-421.

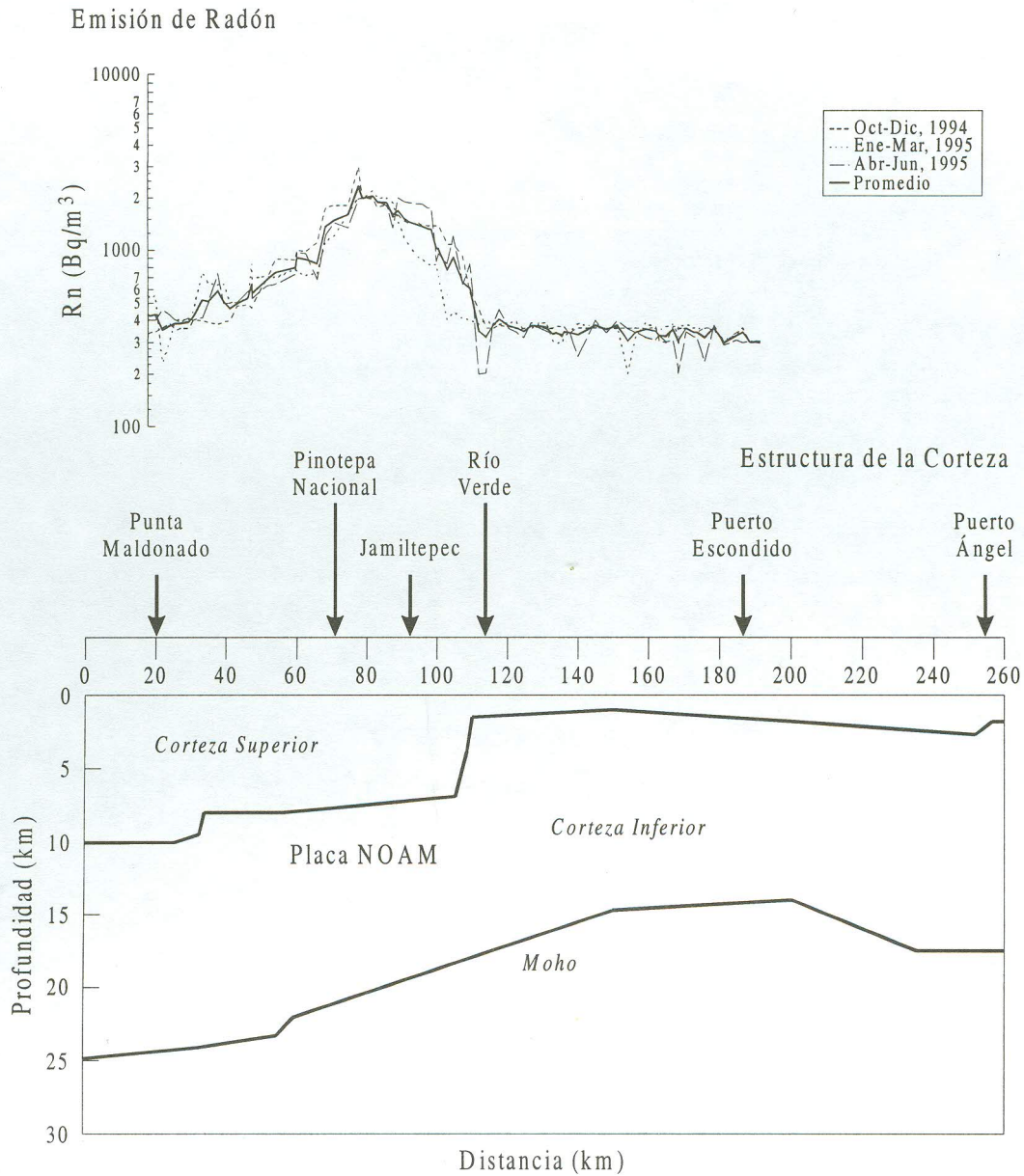


Figura 2. Diagrama de la estructura de la corteza continental en la Costa de Oaxaca propuesto por Núñez-Cornú et al. (1993) correlacionado con la sección de la curva de emisión de radón para el tramo Punta Maldonado Puerto Escondido.

- Juárez Sánchez, F., 1994, Detección de radón en suelo, aire y agua, mediante diferentes métodos y su aplicación en estudios Geofísicos, Tesis de Maestría en Ciencias Nucleares, Facultad de Química, UNAM (inédita).
- Mena, M., De la Fuente, M., Morán, D., Espíndola, J.M., Núñez-Cornú, F. y Medina, F., 1995, Anomalías gravimétricas y espesor de la corteza en la región de Oaxaca, México, *Geofísica Internacional*, V. 34, 79-91.
- Monnin, M. and Seidel, J.L., 1992, Radon in soil-air and groundwater related to major geophysical events: A survey. *Nucl. Instrum. Meth. Phys. Res.*, A314, 316-330.
- Noguchi, M. and Wakita, H., 1977, A method for continuous measurement of Radon in ground water for earthquake prediction. *Journal of Geophysical Research*, V. 82-8, 1353-1357.
- Nava, F., Núñez-Cornú, F., Córdoba, D., Mena, M., Ansorge, J., González, J., Rodríguez, M., Banda, E., Mueller, S., Udias, A., García-García, M. and Calderón, G., 1988, Structure of the Middle America Trench in Oaxaca, Mexico. *Tectonophysics*, V. 154, 241-251.
- Núñez-Cornú, F., Córdoba, D. and Nava, F.A., 1993, P-wave velocity structure of the coast of Oaxaca, Mexico, *Seismological Research Letters*, V. 64-1, 40.
- Núñez-Cornú, F., Ponce, L., McNally, K. and Quintanar, L., 1978, Oaxaca, México, earthquake of November 28, 1978: A preliminary report on seismic activity for period 20 January-20 April 1979, *Geofísica Internacional*, V. 17-3, 351-357.
- Núñez-Cornú, F., 1987, Análisis digital de datos de sismica de gran ángulo. Aplicación a zonas de convergencia océano-continente.

- Tesis de Doctorado, Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Complutense de Madrid, 180 pp.
- Núñez-Cornú, F. y Ponce, L., 1989, Zonas sísmicas de Oaxaca, México: Sismos máximos y tiempos de recurrencia para el periodo 1542-1988, *Geofísica Internacional*, V. 28-4, 587-641.
- Quintanar, L., 1985, Variaciones espacio-temporales de la sismicidad en la región costera de Oaxaca de 1950 a 1982 ($m_b > 4.3$). Tesis de Maestría, Facultad de Ciencias, UNAM (inédita).
- Santoyo, E., Verma, S.P., Nieva, D. y Portugal, E., 1985, Medición de radón en Los Azufres, Michoacán y su posible relación con la predicción de temblores. Memorias de la Reunión Anual, Unión Geofísica Mexicana, 282-287.
- Santoyo, E., Verma, S.P., Nieva, D. and Portugal, E., 1991, Variability in the gas phase compositions of fluids discharged from Los Azufres geothermal field (Mexico). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, V. 47, 161-181.
- Segovia, N., De la Cruz-Reyna, S., Mena, M., Ramos E., Mannin, M. and Seidel, J.L., 1989, *Natural Hazards*, 1, 319.
- Seelmann-Eggebert, W., Pfennig, G., Mynzel, H., Klewe-Nebenius H., 1982, Nuklidkarte, Institut für Radiochemie, Mynchen, Deutschend, 32.
- Singh, S.K., Haskov, J., McNally, K.C., Ponce, L., Hearn, T. and Vasiliou, M., 1980, The Oaxaca, Mexico, earthquake of 29 November, 1978: A preliminary report on aftershocks, *Science*, V. 207, 1211-1213.