

UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN AGUSTÍN DE AREQUIPA
FACULTAD DE GEOLOGÍA, GEOFÍSICA Y MINAS
ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOFÍSICA



**“GEOMETRÍA Y DISTRIBUCIÓN DE ESFUERZOS EN EL BORDE ORIENTAL DE LA
REGIÓN CENTRAL DEL PERÚ-NIDO DE PUCALLPA”**

*Tesis presentada por el bachiller
en Ciencias Geofísicas:*

Estela Juana Centeno Moncada

*Para optar por el título
profesional de:*

INGENIERO GEOFÍSICO

Asesor interno: Dr. Armando Minaya

Asesor externo: Dr. Hernando Tavera

Arequipa-Perú

2017

Dedicatoria:

A mi Mamita Bertha.

*Por haberme apoyado en todo momento, por sus valores, por su paciencia,
por su motivación constante que me ha permitido ser la persona que soy,
pero más que nada, por todo su amor.*

A mi padre Ignacio.

*Por ser el motivo de mi fortaleza, por todo su amor, por demostrarme
que podemos aprender de nuestros errores y seguir adelante estando
juntos.*

A mi hermana Yessenia

*Por ser mi inspiración, mi fuerza, mi motivo para salir adelante;
porque no solo eres mi hermana, eres como mi hija además de mí
mejor mi amiga.*

A mi sobrinita Abril

*Por ser la princesita que llena de alegría nuestro hogar.
Tu sonrisa y el amor que inspiras me motivan a ser mejor
cada día.*

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, debo agradecer a Dios por haberme permitido llegar a hasta este punto. Gracias a él sé que las cosas pasan por algo y todo tiene su propósito...

De manera especial a mi asesor de Tesis, Dr. Hernando Tavera. Director de la Dirección Ciencias de la Tierra del Instituto Geofísico del Perú (IGP), por sus enseñanzas, por su paciencia y por brindarme la oportunidad de formarme profesionalmente en el campo de investigación.

Al Instituto Geofísico del Perú, por brindarme una beca y facilitado un ambiente agradable de trabajo y logística necesaria para concluir la Tesis.

A todo el personal que labora en Subdirección de la Tierra Solida, en especial a la Unidad de Sismología e Ingeniería Sísmica, por compartir sus conocimientos conmigo.

A mi asesor interno Dr. Armando Minaya, que amablemente colaboro con mi crecimiento profesional.

A mis profesores de la Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa, Dr. Jorge Soto, Ing. Javier Ticona, M.Sc. Edgard Gonzales, M.Sc. Sebastián Zúñiga, muchísimas gracias por sus enseñanzas

A mí amada familia y sobre todo a mi sobrinita, mi princesita Abi. Uds. son el motivo de mi alegría y felicidad, los amo muchísimo gracias por todo.

A ti, por darme tu amor, apoyo y compartir momentos inolvidables a tu lado. Espero que sea el inicio de muchos momentos felices e inmortales en el tiempo... RiE.

Como olvidar a tu linda familia que me trato siempre con mucho cariño, en especial tu mami y papi, me hicieron sentir como en casa.

A mi hermano Santiago, por ser el ejemplo de bondad y superación. Nuestra amistad con el paso de los años te convirtió hoy en día en mi hermano del alma.

A mis amigos, Sonia, Kelly, Martha, Pacco, Yuyin, Cristóbal, que nos apoyamos mutuamente en la época de nuestra formación universitaria y hasta ahora, la amistad continúa.

ÍNDICE

ÍNDICE DE FIGURAS	vii
ÍNDICE DE TABLAS	x
RESUMEN	xi
CAPÍTULO I	1
INTRODUCCIÓN	1
1.1. ÁREA DE ESTUDIO	3
1.2. JUSTIFICACIÓN	4
1.3. FORMULACIÓN DEL PROBLEMA	5
1.4. OBJETIVOS	5
1.4.1. Objetivo General	5
1.4.2. Objetivos Específicos	5
1.5. METODOLOGÍA	6
1.6. ANTECEDENTES	7
CAPÍTULO II	9
CONTEXTO GEODINÁMICO Y GEOMORFOLÓGICO	9
2.1. PRINCIPALES RASGOS TECTÓNICOS	9
2.1.1. Dorsal de Nazca	11
2.1.2. La Fractura de Mendaña	11
2.1.3. La Fosa Perú-Chile	12
2.1.4. La Cordillera Andina	12
2.1.5. La Cadena Volcánica	13
2.1.6. Los Sistemas de Fallas	13
2.2. PRINCIPALES UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS	14
2.2.1. Cordillera Costanera	14
2.2.2. Zona Costera	14
2.2.3. La Cordillera Occidental	15
2.2.4. Zona Inter Cordillerana	15
2.2.5. La Cordillera Oriental	17
2.2.6. Zona subandina	17
2.2.7. Llanura Amazónica	17

CAPÍTULO III	19
DISTRIBUCIÓN DE ESFUERZOS	19
3.1. NOCIONES DE ESFUERZO	20
3.2. MECANISMO DE LOS TERREMOTOS	25
3.3. MECANISMOS FOCALES	27
CAPÍTULO VI	30
SISMICIDAD DEL PERÚ	30
4.1. SISMICIDAD HISTÓRICA	30
4.2. SISMICIDAD INSTRUMENTAL	34
4.2.1. Distribución espacial de la sismicidad	34
4.3. Distribución en profundidad de la actividad sísmica	36
4.3.1. Región norte:	38
4.3.2. Región central:	38
4.3.3. Región sur:	39
4.4. GEOMETRÍA DE LA PLACA DE NAZCA	40
CAPÍTULO V	47
NIDOS DE SISMICIDAD EN EUROPA Y SUDAMÉRICA	47
5.1. SELECCIÓN DE DATOS	53
5.2. SISMICIDAD EN LA REGIÓN CENTRAL	54
5.2.1. Distribución espacial de la sismicidad	54
5.2.2. Distribución en profundidad.	55
CAPÍTULO VI	63
ANÁLISIS DE LA DEFORMACIÓN CENTRAL DEL PERÚ	63
6.1. DATOS	63
6.2. ANÁLISIS DE MECANISMOS FOCALES	65
6.3. DISTRIBUCIÓN DE ESFUERZOS EN PROFUNDIDAD	68
6.3.1. Secciones verticales de esfuerzos en la región central	69
6.3.2. Proyección estereográfica de los ejes P y T	73
6.4 RESUBDUCCIÓN DE LA PLACA DE NAZCA	78
CAPÍTULO VII	81
INTERPRETACIÓN	81

CONCLUSIONES

RECOMENDACIONES

BIBLIOGRAFÍA

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1: Mapa de sismicidad del Perú para el periodo 1960-2015 ($M_w \geq 4$).....	4
Figura 2.1: Principales rasgos tectónicos presentes en el Perú.....	10
Figura 2.2: Principales Unidades geomorfológicos presentes en el Perú.....	16
Figura 3.1: Esquema de un cuerpo sometido a fuerzas externas.....	20
Figura 3.2: Diversos tipos de esfuerzos.....	21
Figura 3.3: Esquema que representa el esfuerzo actuante sobre un plano A.....	22
Figura 3.4: Representación gráfica de los principales esfuerzos actuantes sobre el punto.....	23
Figura 3.5: Representación gráfica de los principales esfuerzos actuantes sobre un punto y sus respectivas componentes.....	24
Figura 3.6: Esquema que muestra los 9 pares de fuerzas que componen el tensor momento (Aki y Richards, 1980).....	25
Figura 3.7: Esquema que representa la teoría del rebote elástico.....	26
Figura 3.8: Esquema de las características de los bordes de las placas.....	27
Figura 3.9: Representación gráfica de los mecanismos focales asociados a las principales fallas.....	28
Figura 3.10: Tipos de fallas y su representación a partir del mecanismo focal.....	29
Figura 4.1: Distribución espacial de grandes terremotos históricos ocurridos en el Perú, dentro el periodo histórico (1513-1959) según Silgado (1978).....	33
Figura 4.2: Mapa de la sismicidad del Perú para el periodo 1964-2015($M_b \geq 4$).....	35
Figura 4.3: Mapa de sismicidad del Perú para el periodo 1964-2015($M_b \geq 4$), y principales perfiles para las regiones Norte (AA') Centro (BB') y Sur (CC').....	37
Figura 4.4: Perfil vertical de sismicidad para la Región Norte (perfil AA').....	38
Figura 4.5: Perfil vertical de sismicidad para la Región Centro (perfil BB').....	39
Figura 4.6: Perfil vertical de sismicidad para la Región Sur (perfil CC').....	39
Figura 4.7: Esquema propuesto por Bazarangui y Isacks (1976-1979) para la geometría de subducción en el borde Occidental de Ecuador, Perú y Chile.....	41
Figura 4.8: Esquema propuesto por Hasewaga y Sacks (1981) para la geometría de la subducción en el Sur del Perú.....	42
Figura 4.9: Esquema propuesto por Grange, (1981) para la geometría de subducción.....	42

Figura 4.10: Esquema propuesto por Scheneider y Sacks, (1987) para la geometría de subducción en el Sur del Perú.....	43
Figura 4.11: Esquema propuesto por Rodríguez y Tavera, (1991) para la geometría de subducción en el centro del Perú.....	44
Figura 4.12: Esquema propuesto por Cahill e Isacks, (1992). Para la geometría de la subducción de la placa de Nazca.....	45
Figura 4.13: Esquema de la Geometría de la Placa de Nazca de Bernal y Tavera (2002).....	46
Figura 5.1: Mapa de la ubicación de los nidos de Vrancea, Bucaramanga y Pucallpa.....	48
Figura 5.2: Mapa de ubicación de la sismicidad del Nido de Vrancea.....	49
Figura 5.3: Esquema del modelo sismotectónico propuesto por Tavera, 1991.....	50
Figura 5.4: Sismotectónica de Colombia.....	51
Figura 5.5: Mapa sísmico de la región central del Perú.....	52
Figura 5.6: Geometría de los perfiles considerados para la región central del Perú.....	53
Figura 5.7: Sección vertical en función de la profundidad (Perfil 1).....	56
Figura 5.8: Sección vertical en función de la profundidad (Perfil 2).....	56
Figura 5.9: Sección vertical en función de la profundidad (Perfil 3).....	57
Figura 5.10: Sección vertical en función de la profundidad (Perfil 4).....	58
Figura 5.11: Sección vertical en función de la profundidad (Perfil 5).....	59
Figura 5.12: Sección vertical en función de la profundidad (Perfil 6).....	59
Figura 5.13: Sección vertical en función de la profundidad (Perfil 7).....	60
Figura 5.14: Sección vertical en función de la profundidad (Perfil 8).....	61
Figura 5.15: Sección vertical en función de la profundidad (Perfil 3).....	62
Figura 6.1: Ejemplo de los parámetros de la falla por el CMT.....	64
Figura 6.2: Distribución de mecanismos focales correspondientes a sismos de foco intermedio presentes en la región central del Perú.....	66
Figura 6.3: Distribución de mecanismos focales correspondientes a sismos de foco intermedio presentes en la región central del Perú.....	67
Figura 6.4: Distribución de mecanismos focales correspondientes a sismos de foco profundo presentes en la región central del Perú.....	68
Figura 6.5: Sección vertical correspondiente al perfil 1.....	69

Figura 6.6: Sección vertical correspondiente al perfil 2.....	70
Figura 6.7: Sección vertical correspondiente al perfil 3.....	70
Figura 6.8: Sección vertical correspondiente al perfil 4.....	71
Figura 6.9: Sección vertical correspondiente al perfil 5.....	71
Figura 6.10: Sección vertical correspondiente al perfil 6.....	72
Figura 6.11: Sección vertical correspondiente al perfil 7.....	72
Figura 6.12: Sección vertical correspondiente al perfil 8.....	73
Figura 6.13: Sección vertical de esfuerzos correspondiente a todo la región Central del Perú	74
Figura 6.14: Proyección estereográfica de los ejes P (Zona 1).....	75
Figura 6.15: Proyección estereográfica de los ejes T (Zona 2).....	75
Figura 6.16: Proyección estereográfica de los ejes T (Zona 3).....	76
Figura 6.17: Proyección estereográfica de los ejes P (Zona 4).....	77
Figura 6.18: Proyección estereográfica de los ejes T (Zona 5).....	77
Figura 6.19: Esquema sismotectónico de la distribución de esfuerzos de la Placa de Nazca...78	
Figura 6.20: a) Esquema de la resubduccion de la Placa de Nazca y su comportamiento de loa esfuerzos en la actualidad b)Esquema de la hipótesis del posible fracturamiento y desprendimiento de un bloque de la placa oceánica . c) Hipótesis del proceso de ruptura de la placa oceánica en un futuro.....	80

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 4.1: Principales terremotos ocurridos en el Perú entre 1513 y 1959	32
--	----

RESUMEN

En el presente estudio, se analiza la distribución espacial de la actividad sísmica presente en el borde oriental de la región central del Perú, a fin de caracterizar la asociada al nido de Pucallpa y para ello se hace uso de la información contenida en el catálogo sísmico del Instituto Geofísico del Perú (IGP), periodo 1960-2015 ($M_w \geq 4.0$). En la región central, la sismicidad se distribuye en profundidad de manera subhorizontal hasta la profundidad de 120 km, pero a la altura de la ciudad de Pucallpa, el número de eventos se incrementa notablemente hasta niveles de profundidad del orden de 150 km. Siguiendo una distribución lineal que muestra una inclinación de 28° . Considerando que la sismicidad en profundidad sugiere la geometría de la placa de Nazca, este escenario indica el desarrollo de un proceso de resubducción de la Placa de Nazca. Esta característica de la sismicidad, tendría relación directa con la actividad sísmica de foco profundo, presente en límite entre Perú y Brasil. Esta hipótesis es sustentada conociendo la distribución de los esfuerzos a diferentes niveles de profundidad. En la actualidad, se espera que en un futuro se produzca la ruptura de la placa de Nazca para continuar el proceso de absorción de la misma por parte del manto terrestre.

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

Desde su origen, la Tierra se encuentra en constante evolución, debido a que es afectada en su interior y exterior por diferentes procesos físicos y químicos, que han sido puestos en evidencia, en diversos estudios geofísicos. Por ejemplo, la Tierra, está dividida en tres capas conocidas como Litosfera Astenósfera y Mesosfera, estando la primera conformada por una docena de placas rígidas de forma esférica que flotan sobre la Astenósfera. Cada una de estas placas, debido a sus diferentes características geoquímicas, se encuentra en constante movimiento dando origen a diversos procesos tectónicos como la formación de nueva corteza en los fondos oceánicos y la pérdida de la misma en la zona de subducción (Isacks et al, 1968; Bazarangi y Isacks, 1976; Tavera y Buforn, 2001).

En general, la colisión entre placas oceánicas, permite la formación, en sus bordes, de cordilleras, volcanes y fallas tectónicas. En la colisión, entre placas oceánica y continental, se desarrolla el proceso subducción; es decir, la placa oceánica se introduce debajo de la continental sobre un plano conocido como “plano de Benioff”. En estas zonas de colisión de placas, la liberación súbita de las tensiones acumuladas da lugar a movimientos sísmicos que pueden alcanzar grandes magnitudes.

En el Perú la sismicidad tiene origen en el proceso de subducción de la placa oceánica de Nazca (mayor densidad) bajo la sudamericana (Continental), el mismo que desarrolla con una velocidad promedio de 8-10 cm/año (DeMets et al 1990). Esta alta velocidad de convergencia, está asociada a un alto índice de fricción, dando origen a un número ilimitado de sismos de diversas magnitudes y a diferentes niveles de profundidad. El cálculo de los parámetros hipocentrales de los sismos ocurridos en el Perú y su proyección espacial, han permitido conocer e identificar a las principales fuentes sismogénicas, así como cuantificar la cantidad de energía sísmica liberada en el tiempo.

Autores como Stauder (1975), Bazarangui e Isacks (1976), Tavera y Buforn (1998), Bernal y Tavera (2002), han definido que la principal fuente generadora de sismos en Perú es el proceso de subducción, la segunda considera a los procesos de deformación de la corteza con la formación de fallas geológicas que producen sismos de magnitud moderada con menos frecuencia, y la tercera, corresponde a la deformación interna de la placa de Nazca que se extiende por debajo de la Cordillera Andina.

Aunque, la geometría de estas fuentes han sido correctamente determinadas, la mejora en los sistemas de detección y calidad de los registros, han permitido contar con información precisa sobre los parámetros hipocentrales de sismos de variada magnitud. En este estudio, haciendo uso de información sísmica local y regional presente en el borde oriental de la región central del Perú, se analiza la distribución espacial y en profundidad de la sismicidad a fin de conocer las características sísmicas de esta región. Luego se realiza el estudio detallado del régimen de esfuerzos tectónicos correspondientes a la contorsión y deformación de la placa oceánica de Nazca, a través de mecanismos focales y con ello comprender los procesos de deformación interna que soportaría la placa de Nazca a niveles de profundidad intermedia, principalmente en el borde oriental de la región central del Perú. En el presente estudio esta constituido por 7 capítulos que se detallan a continuación:

En el **Capítulo I**, está dedicado a la introducción, definición del área de estudio y los objetivos del presente estudio.

En el **Capítulo II**, se describe el contexto geodinámico y geomorfológico del Perú considerando sus principales rasgos tectónicos responsables de la geomorfología y las unidades estructurales que son responsables de la actual geodinámica superficial.

En el **Capítulo III**, se desarrolla conceptos básicos sobre la distribución de esfuerzos.

En el **Capítulo IV**, se discute las características generales de la sismicidad histórica e instrumental del Perú, así como su distribución espacial de la sismicidad, además de la geometría de la placa de Nazca.

En el **Capítulo V**, describe algunos nidos en Europa y Sudamérica, además del nido de Pucallpa, donde se realiza el análisis y evaluación de la sismicidad intermedia presente en la región de Pucallpa.

En el **Capítulo VI**, se detalla la metodología utilizada para elaboración de mapas de mecanismos focales y secciones verticales de esfuerzos.

En el **Capítulo VII**, se realiza la interpretación de los resultados obtenidos en relación a los propuestos por otros autores.

Finalmente, se presenta las conclusiones obtenidas en el desarrollo del presente estudio, recomendaciones y bibliografía.

1.1. ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio corresponde a la región central del Perú entorno al departamento de Ucayali, limitada en el norte con los departamentos de Loreto, San Martín, y la Libertad y al Este con la frontera de Brasil, al Oeste con la fosa oceánica y al sur con los departamentos de Madre de Dios, Cusco, Huancavelica, Ayacucho e Ica (Figura 1.1).

- Coordenadas UTM (WGS84), 8860853,34m S a 8996039.04m S y 606002.29m E a 523055.61m E.

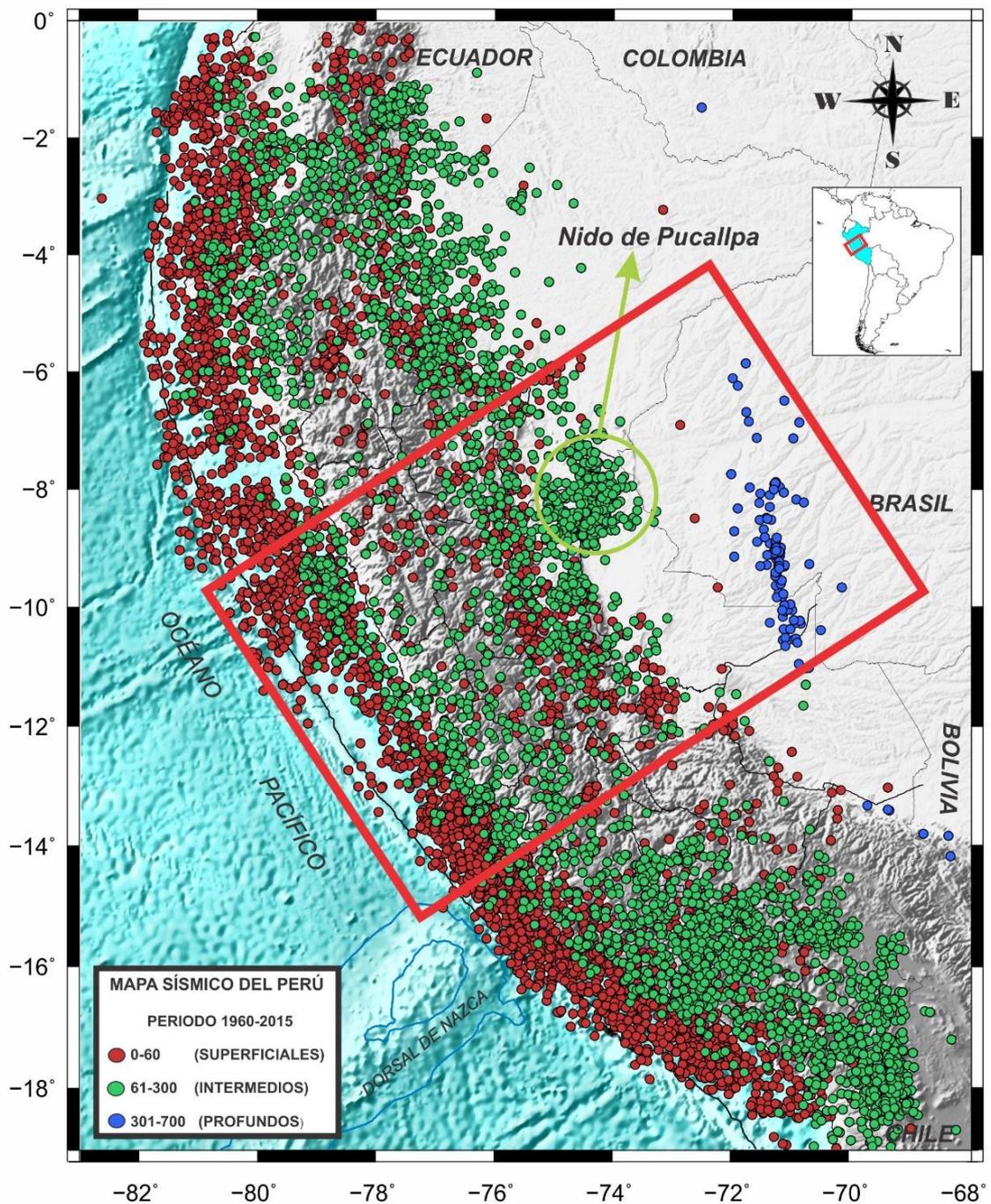


Figura 1.1: Mapa de sismicidad del Perú para el periodo 1960-2015 ($M_w \geq 4$). Los círculos rojos indican sismos de foco superficial, círculos verdes de foco intermedio y azules, sismos de foco profundo. El recuadro indica el área de estudio.

1.2. JUSTIFICACIÓN

Este trabajo de investigación se realiza debido a la falta de un estudio detallado para comprender las características de la sismicidad intermedia y su relación con

la profunda, además de sus características sismotectónicas y la distribución de esfuerzos en el borde oriental de la región central del Perú.

Esta investigación es factible debido a la mejora en los sistemas de detección sísmica y calidad de los registros sísmicos, que han permitido contar con información sobre los parámetros hipocentrales, mejor determinados y válidos para realizar investigaciones a detalle (catálogo Sísmico del Instituto Geofísico del Perú).

1.3. FORMULACIÓN DEL PROBLEMA

En el Perú, los sismos de foco intermedio se concentran principalmente en las regiones Norte y centro del Perú, a ambos extremos de la cordillera y en mayor número en el extremo oriental sobre la ciudad de Pucallpa. Estos sismos tendrían su origen en la deformación interna de la Placa de Nazca que se desplaza por debajo de la cordillera. Los sismos de foco profundo se concentran en el límite de Perú con Bolivia, Colombia y Brasil, siendo el último en donde se producen con mayor frecuencia. Este escenario permite proponer la siguiente interrogante **¿Cuál sería la relación de la sismicidad de foco intermedio del Nido de Pucallpa con la sismicidad de foco profundo presente en los límites de Perú y Brasil?**

1.4. OBJETIVOS

1.4.1. Objetivo General

Analizar la distribución espacial en superficie y profundidad de los eventos sísmicos de foco intermedio ocurridos en la región central de Perú, a fin de determinar la geometría y distribución de esfuerzos entorno a la región de Pucallpa.

1.4.2. Objetivos Específicos

- ❖ Analizar y Evaluar en detalle la actividad sísmica de foco intermedio presente en el entorno de la región de Pucallpa.

- ❖ Analizar los esfuerzos predominantes en la región central mediante el uso de mecanismos focales.
- ❖ Determinar la correlación de la sismicidad de foco intermedio con la sismicidad de foco profundo presente en el límite de Perú y Brasil.

1.5. METODOLOGÍA

La metodología seguida para determinar la geometría y distribución de esfuerzos en el borde oriental de la región central: Nido de Pucallpa es la siguiente:

- ❖ Se construye una base de datos considerando el catálogo Sísmico del Instituto Geofísico del Perú (IGP) y el catálogo de England et al (2002), para el periodo 1960-2015.
- ❖ Se analiza la distribución espacial y en profundidad de la sismicidad presente en la región central del Perú.
- ❖ El área de estudio es dividida en 8 secciones rectangulares para un análisis mas detallado.
- ❖ Se analiza el comportamiento de la sismicidad en profundidad en cada una de las secciones.
- ❖ Se utiliza la de datos de mecanismos focales de la Universidad de Harvard (The Global Centroid Moment Tensor), para el periodo de 1960-2015.
- ❖ Se analiza la distribución en profundidad de los esfuerzos de tensión y presión en el área de estudio.
- ❖ Se realiza un esquema sismotectónico de los esfuerzos presentes en la zona de estudio a fin de identificar los patrones de deformación.

1.6. ANTECEDENTES

Stauder, W. (1975), utilizando información telesísmica propone la existencia de dos modos de subducción en el Perú. En la región Norte-Centro, la placa oceánica subduciría con un ángulo medio de 30° hasta una profundidad de 100-120 km a partir de la cual, esta se haría casi horizontal; mientras que, en la región Sur la placa llegaría hasta 350 km de profundidad conservando el mismo ángulo de inclinación.

Schneider, J. y Sacks, S. (1988), investigaron la distribución espacial de la microsismicidad intermedia presente en la zona central del Perú usando información de una red local de estaciones entorno a la ciudad de Pucallpa. Los 67 eventos registrados ocurrieron a profundidades entre 100 a 150 km y permitieron definir la geometría de la placa Nazca por debajo de la ciudad de Pucallpa, siendo su geometría horizontal hasta la distancia de 600 km desde la Fosa. El paso de 100 km de profundidad a 150 km, permite proponer el desarrollo de un proceso de resubducción de la placa Nazca.

Cahill, T. y Isacks, L. (1992), realizan una compilación de los datos del ISC; para el periodo 1963-1989 a fin de estudiar la geometría de la zona de Wadati - Benioff en Sudamérica. Los autores lograron obtener un mapa 3D de la geometría de la zona de Wadati - Benioff entre las latitudes de 7°S a 40°S , mostrando que la contorsión de la placa, desde la fosa, que se inicia con un ángulo de $27\text{-}30^\circ$ y continua por debajo del continente mostrando los dos tipos de subducción propuestos para el borde Oeste de Sudamérica. Una subducción subhorizontal presente en la zona Central de Perú (entre 7°S - 16°S) y Chile (entre 27°S - 31°S) y otra subducción de tipo normal presente en la región Sur de Perú - Norte de Chile (entre 16°S - 25°S) y Sur de Chile (por debajo de 31°S).

Los estudios realizados para configurar la geometría de la placa de Nazca en el proceso de subducción utilizando datos tele sísmicos, regionales y locales son diversos, y en conjunto han permitido tener una idea global acerca del proceso de subducción del Perú. En conclusión, existen dos modos de subducción, normal en la región Sur del Perú y subhorinzontal en las regiones Norte y Centro.

En este estudio, se pretende analizar a detalle la distribución espacial y en profundidad la sismicidad en la región central del Perú y específicamente en su borde oriental a fin de comprender la geometría del Nido de Pucallpa. Del mismo modo, haciendo uso de mecanismos focales se analiza y evalúa la distribución de esfuerzos a fin de comprender la relación existente entre la sismicidad intermedia y profunda.

CAPÍTULO II

CONTEXTO GEODINÁMICO Y GEOMORFOLÓGICO

El Perú es uno de los países de mayor actividad sísmica en el mundo, siendo esta relacionada con el proceso de subducción de la placa Nazca bajo la placa Sudamericana; la cual produce reajustes corticales que originan sismos. En este contexto los Andes peruanos son la manifestación superficial de la colisión de las dos placas producidas durante las épocas del Mesozoico. Durante de este proceso, en los últimos 20 Ma se generó una constante deformación y levantamiento de la cadena andina (Soler y Sebrier, 1990) que generó una constante acumulación de energía que se libera en forma de sismos (Tavera y Buforn, 1988). En tanto, esto ha motivado a muchos investigadores a realizar estudios a fin de comprender los procesos que originan la evolución de la Cordillera de los Andes.

2.1. PRINCIPALES RASGOS TECTÓNICOS

La evolución geodinámica de Perú está controlada por los siguientes rasgos tectónicos: La Dorsal de Nazca, la fractura de Mendaña, la Fosa Peruano-Chilena, la Cordillera Andina, la Cadena Volcánica y los diferentes Sistemas de Fallas distribuidas en el interior del continente. La ubicación geográfica de estos rasgos tectónicos se muestra en la Figura 2.1.

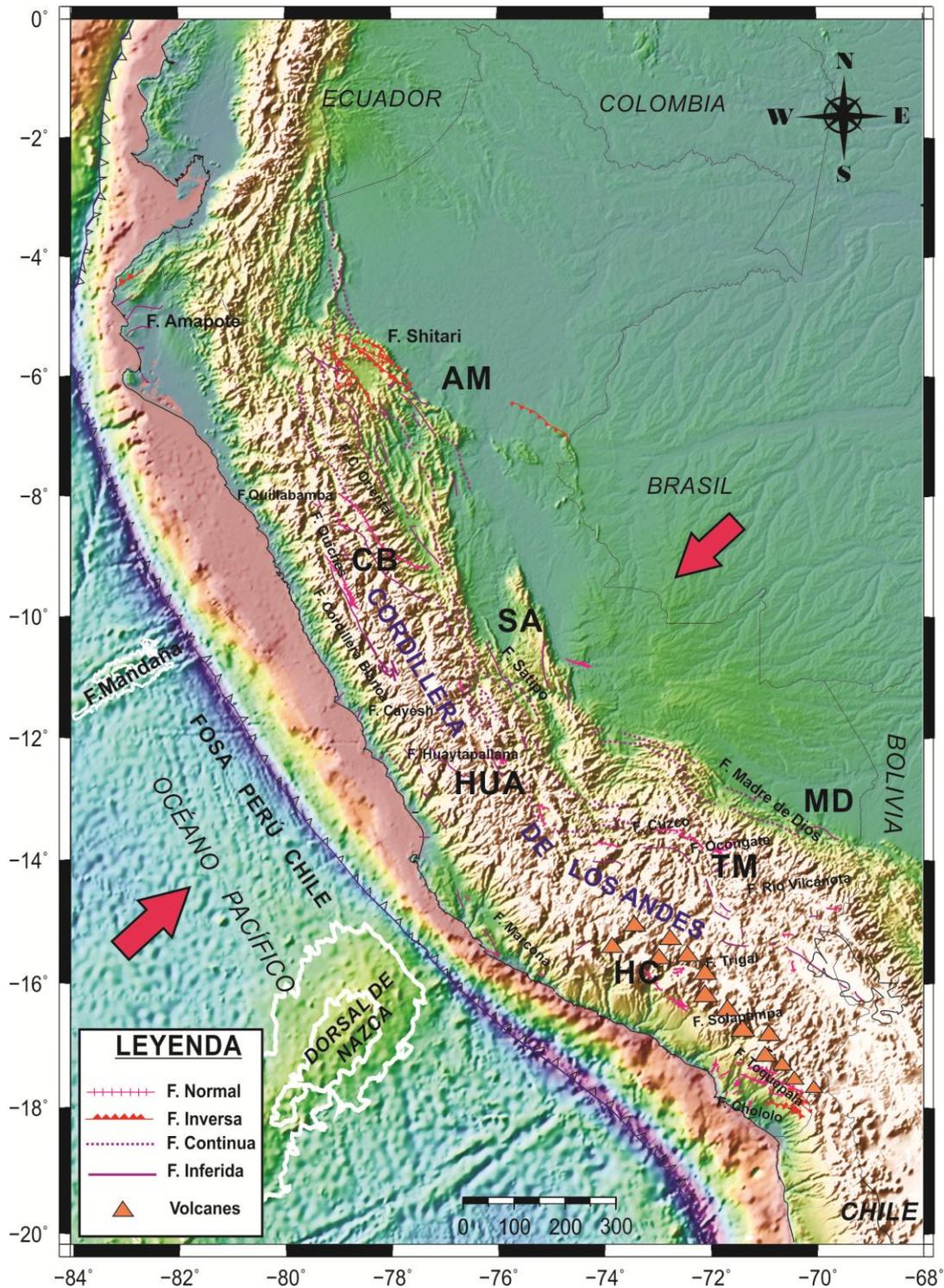


Figura 2.1: Principales rasgos tectónicos presentes en el Perú: La Fosa Perú-Chile, La Dorsal de Nazca, La Fractura de Mandaña, La Cordillera de los Andes, La Cadena Volcánica (triángulos) y los principales sistemas de Fallas (AM=Amazonas, CB= Cordillera Blanca, SA=Satipo, HUA=Huaytapallana, TM= Tambomachay, MD= Madre de Dios) según Tavera et al (2002). Las flechas rojas indican la dirección del desplazamiento de las placas de Nazca y Sudamericana (DeMents et al (1990).

2.1.1. Dorsal de Nazca

La Dorsal de Nazca, es una cordillera montañosa que forma parte de la corteza oceánica. Se encuentra ubicada al NO de la región Sur del Perú, frente al departamento de Ica, siguiendo una orientación NE-SO, perpendicular a la fosa Perú - Chile e intersectándola aproximadamente en los 14° Sur. Esta cordillera presenta elevaciones que varían entre los 2000 y 4000 m, y un ancho promedio de 220 km. sobre la cota 2000 m. Sin embargo, su ancho y altitud disminuye gradualmente hacia su extremo SO. La Dorsal de Nazca presenta forma asimétrica, siendo probablemente esta característica determinante para los diferentes procesos geodinámicos que se producen en esta región; además, está compuesta de rocas volcánicas, cubierta por una capa sedimentaria de 300 a 400 m de espesor que disminuye a unas decenas de metros en la zona donde subduce bajo el continente (Hampel, et al.,2004).

2.1.2. La Fractura de Mendaña

La Fractura de Mendaña, comprende una discontinuidad de la corteza oceánica presente en el extremo NO de la región central de Perú, frente al departamento de Ancash (10°-12° de latitud Sur). Dicha fractura tiene una orientación ENE-OSO; es decir, perpendicular a la línea de la fosa peruano-chileno con un ancho de 80 km aproximadamente sobre la cota de 1000 metros. Esta fractura es considerada como una zona anómala puesta en evidencia a partir de estudios gravimétricos y magnéticos realizados por Yamako y Uyeda (1990), quienes determinaron la edad de la Placa de Nazca, mostrando que la fractura de Mendaña es una zona de transición que separa dos zonas con diferencias de edades del orden de 10 millones de años. En la actualidad, no se dispone de mayor información sobre las características físicas de esta estructura.

2.1.3. La Fosa Perú-Chile

La fosa Perú Chile, marca el inicio de la subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana sobre una longitud de más de 5000 km desde Colombia hasta la Tierra del Fuego en Chile. Litológicamente, la fosa está formada por sedimentos de diferentes espesores depositados sobre rocas preexistentes. La fosa peruana - chilena alcanza una profundidad de máxima de 6000 metros y su orientación es de NNO-SSE en la región Sur de Perú (Heras, 2002), disminuyendo en la zona centro hasta 4900 m, frente a la Dorsal de Nazca (15°S). La distancia entre la fosa y la línea de la costa en la región Norte es de 80 Km, en la región central varía entre 60 y 150 Km. y en la región Sur, es de 120 km aproximadamente a la altura del departamento de Arequipa con una orientación NNO - SSE y NO-SE.

2.1.4. La Cordillera Andina

La Cordillera de los Andes, comprende un conjunto de cordilleras emplazadas entre la fosa Peruano-Chilena y el Llano Amazónico. Es una cadena montañosa que se extiende a lo largo del borde Occidental de Sudamérica, desde Venezuela hasta el sur de la ciudad del fuego Chile, abarcando una extensión de hasta 7000 Km. En el Perú presenta un ancho que oscila entre los 250 km en la región Central y 500 km en la región Sur y espesores que van entre los 50 y 70 km (James, 1971). Varios autores analizaron los Andes y se ha propuesto diferentes clasificaciones geológicas dependiendo de la identificación de segmentos y propiedades geológicas. Una de las principales fue elaborada por Gansser (1973), quien logro identificar tres unidades: Los Andes del Norte, Centrales, y Sur. En el Perú se encuentra ubicada en parte de los Andes Centrales que se extiende desde el Golfo de Guayaquil (4° S) en el Ecuador y el Golfo de Penas (46° S) en Chile. A lo largo de los Andes Peruanos se registran procesos neotectónicos muy activos que han dado origen a la presencia de fallas activas (Sebrier et al., 1985). Los Andes centrales son un típico orógeno Andino, cuyo origen tectónico fue conducido por la subducción durante épocas mesozoicas tempranas.

2.1.5. La Cadena Volcánica

Se encuentra ubicada en la región sur del Perú, desde los 14° hasta los 25° sur en Chile, y sobre la Cordillera Andina (Figura 2.1). Las características geométricas de cada uno de los volcanes que integran esta cadena, muestran que la actividad tectónica es contemporánea a la orogenia extensional que experimento la Cordillera Andina cerca del Cuaternario Medio y Reciente (Sebreir et al., 1988). Los principales volcanes presentes en la región Sur de Perú son: Coropuna (6425msnm), Sabancaya (5795msnm), Huaynaputina (4800 msnm), Yucamane (5508msnm). Es importante remarcar que en la región Norte y Centro de Perú, la actividad Volcanica disminuyo o desapareció hace 8 millones de años (Marocco, 1980), probablemente debido a la subducción de la Dorsal de Nazca.

2.1.6. Los Sistemas de Fallas

Las fallas tectónicas son resultados del constante proceso de deformación que sufre la corteza continental a causa del levantamiento de la Cordillera Andina generado por la subducción de la Placa de Nazca bajo Sudamericana. Estos sistemas están presentes, en mayor número, de Norte a Sur sobre la zona Sub-Andina al pie del borde Oriental de la cordillera Andina (Figura 2.1), afectando los principales plegamientos del cratón Brasileño; y dentro de las cuales destacan, los sistemas de fallas del Alto Mayo (AM), Satipo (SA), Madre de Dios (MD), etc. A la vez, se puede distinguir algunos sistemas de fallas sobre la Alta Cordillera y el Altiplano, por ejemplo, los sistemas de fallas de Cordillera Blanca (CB), Huaytapallana (HUA), y Tambomachay (TM). En general, todos los sistemas de fallas deben su origen a una distribución heterogénea de esfuerzos tensionales y compresionales en el interior del continente (James, 1978).

2.2. PRINCIPALES UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS

En el Perú se distribuyen hasta cinco zonas morfológicas, todas referidas a la estructura y características del relieve terrestre (Figura 2.3). A continuación, se realiza una descripción general de cada una de estas zonas según Tavera y Buforn (1998).

2.2.1. Cordillera Costanera

La Cordillera Costanera, se originó hace 4500 años durante las fases tectónicas del Pre-Cámbrico, habiendo sido plegada y parcialmente erosionada durante las orogénias Hercínica (Devónico) y Andina (Cretácico al Plioceno); además de ser atravesada por numerosos diques magmáticos de composición variada. Estos afloramientos están parcialmente cubiertos por discordancias, rocas sedimentarias y volcánicas del Terciario. La cordillera de la costa alcanza elevaciones entre 900 y 1200 m.s.n.m. y se presenta posteriormente segmentada a lo largo y próximo litoral siguiendo una dirección NO-SE. Entre las latitudes de 6° a 14° Sur, esta unidad desaparece debido posiblemente a la subsidencia de una parte del margen continental por defectos tectónicos y migración lateral de la dorsal de Nazca.

2.2.2. Zona Costera

La Zona Costera se encuentra entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera Occidental, y se formó durante el Cenozoico. Esta unidad recorre el territorio peruano de Norte a Sur a lo largo del litoral, es estrecha con elevaciones de 50 a 1500 m.s.n.m. Durante el Cenozoico, los Andes soportaron gran actividad glacial que durante la glaciación fueron acarreados por los ríos de la Vertiente Occidental, rellenando y formando las pampas costeras. Después de esta fase, hasta la actualidad, la morfología de la Costa no ha variado en mayor grado. En las regiones Norte y Centro, litológicamente están constituidas por plegamientos suaves de rocas volcánicas y sedimentarias; mientras que, la región del Sur, por fuertes plegamientos de rocas basálticas.

Litológicamente la Cordillera Occidental está compuesta por rocas volcánicas y plutónicas del Mesozoico y Cenozoico que fueron fuertemente plegados para formar fallas normales e inversas con grandes escurrimientos. En la región Sur se presenta un alineamiento de conos volcánicos por debajo de los 15° latitud Sur, siguiendo una dirección NO-SE. Esta cadena la integran los volcanes Coropuna, Ampato, Chachani, Misti y Ubinas como los más activos.

2.2.3. La Cordillera Occidental

La Cordillera Occidental está ubicada entre la zona costanera por el Oeste y la Cordillera Oriental (entre 4° y 9° Sur) y con el Altiplano (entre 9°y 18° Sur) por el Este. Esta unidad constituye el batolito plutónico andino de mayor volumen con elevaciones que sobrepasan los 5000 m.s.n.m., y que van decreciendo conforme se desciende al Sur. Los anchos de la unidad que varían entre 90 y 100 Km. y sigue una dirección NO-SE, aunque cerca de la deflexión de Huancabamba, cambia a una dirección de NE y en la región Sur, entre 13° y 14° en dirección al Oeste cerca de la deflexión de Abancay.

2.2.4. Zona Inter Cordillerana

El altiplano está limitado por el Oeste con la Cordillera Occidental y al este con la Cordillera Oriental, con elevaciones de 3000 metros sobre el nivel del mar y anchos variables: regiones Norte y Centro entre 10 y 50 Km y región Sur, entre 140-200 Km. Esta unidad se extiende de 9° Sur hasta cubrir todo el altiplano peruano-boliviano siguiendo una orientación NO a SE. Durante el Cenozoico, el Altiplano ha sido una cuenca deposicional de sedimentos clásticos continentales derivados de las Cordilleras Occidental y Oriental (James, 1978).

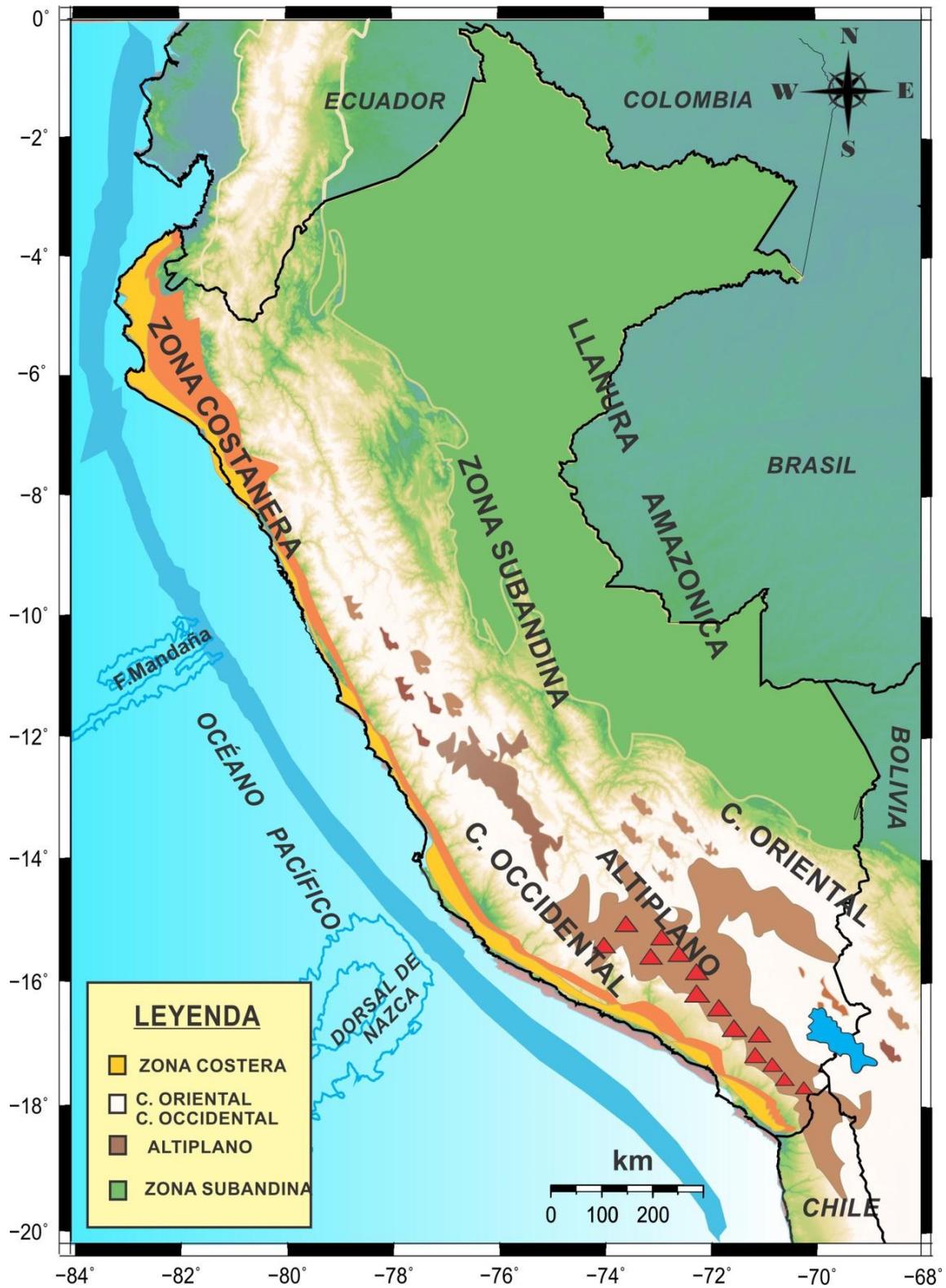


Figura 2.2: Principales Unidades geomorfológicas presentes en el Perú (Dalmayrac et al., 1981; Tavera y Buforn, 1998).

2.2.5. La Cordillera Oriental

La cordillera oriental es una meseta conformada por rocas precámbricas y paleozoicas, y con elevaciones desde 3700 a 4000 metros sobre el nivel del mar, además de anchos que varían entre 70 y 100 Km. Esta unidad sigue una orientación NO-SE; sin embargo, soporta un fuerte arqueamiento a 14° Sur en dirección E-O (Deflexión de Abancay) en la región Sur. Asimismo, en la región Norte a ~5° Sur, la Cordillera Oriental desaparece por causa de la Deflexión de Huancabamba. Esta unidad durante la era Cenozoica tuvo un área de levantamiento donde se formaron pequeñas cuencas intramontañosas. La formación de esta cordillera se inicia durante el tectonismo Hercínico (Devónico) sobre un basamento o núcleo Precámbrico y su levantamiento fue controlado por fallas regionales longitudinales. La morfología de la Cordillera Oriental ha sido igualmente labrada por actividad glacial desarrollada durante el Pleistoceno.

2.2.6. Zona subandina

La zona subandina corresponde al área de transición entre la Cordillera Oriental y la Llanura Amazónica y se caracteriza por presentar plegamientos en formaciones sedimentarias Mesozoicas y Terciarias ocurridas durante el Plioceno. Las dimensiones de estos segmentos disminuyen en intensidad a medida que se aproxima a la Llanura Amazónica, y se caracteriza por la presencia de numerosas fallas inversas, sobre escurrimientos de estratos. La traza de fallas y los ejes de los pliegues siguen una orientación de NO-SE.

2.2.7. Llanura Amazónica

La llanura Amazónica se extiende, desde la zona Subandina sobre todo el escudo brasileño, y corresponde a una amplia llanura compuesta por importantes secuencias de sedimentos. Las series sedimentarias Mesozoicas y Cenozoicas son en general planas y solo presentan ligero arqueamiento en el borde de la zona Subandina. Esta zona se caracteriza por la presencia de grandes ríos y numerosos lagos, al igual que lagunas. La llanura amazónica es situada entre los 80 y 400

metros de altura, recibe precipitaciones considerables que provocan el desborde de ríos y que producen abundantes procesos de remoción de material cuaternario.

CAPÍTULO III

DISTRIBUCIÓN DE ESFUERZOS

Cualquier porción de la tierra generalmente está bajo la acción de fuerzas que tienen a desplazar y a distorsionar las rocas presentes en una región. Los movimientos y deformaciones en la corteza terrestre se generan por una serie de fuerzas primarias que son transmitidas a lo largo de kilómetros. El resultado del balance de estos esfuerzos en una zona determina, y controla la dinámica deformacional frágil de dicha área. La deformación más fácil de imaginar cuando a lo largo de las superficies de las fallas pequeñas, donde el esfuerzo diferencial hace que las rocas se muevan unas en relación con otras, de tal manera, que su tamaño y forma original se conserven. El esfuerzo también puede provocar un cambio irreversible en la forma o tamaño de un cuerpo a la transformación que se produce en términos de tamaño o forma debido a la acción de esfuerzos generados por una o más fuerzas aplicadas sobre el mismo. El proceso de interacción y movimiento entre las placas de Nazca y Sudamericana a lo largo de sus límites indicaría que entre ellas se producen deformaciones dúctiles y frágiles puesto en evidencia con los terremotos, produciendo la ruptura de la litosfera, en respuesta a la influencia de los distintos tipos de esfuerzos de compresión y tensión. En estas placas los desplazamientos presentan direcciones opuestas, originando de esta manera que se comporten como guías de los esfuerzos compresionales (P) y los esfuerzos tensionales (T).

En este capítulo se realiza la descripción de algunos conceptos básicos de esfuerzo a fin de optimizar la comprensión de los mecanismos que dan origen a los principales esfuerzos presentes en la geodinámica en la región central del Perú.

3.1. NOCIONES DE ESFUERZO

Las fuerzas internas de un elemento están ubicadas dentro del material por lo que se distribuyen en su área, por tal motivo se define la fuerza por unidad de superficie que soporta o se aplica sobre el cuerpo; es decir, es la relación entre la fuerza aplicada y la superficie en la cual se aplica. Una fuerza aplicada a un cuerpo no genera el mismo esfuerzo sobre cada una de las superficies del cuerpo, pues al variar la superficie, varía la relación fuerza / superficie, y es este lo que comprende el esfuerzo. Por ejemplo, en la Figura 3.1, se muestra una barra cilíndrica deformada por un peso que actúa hasta balancear las fuerzas internas del cuerpo (Figura 3.1a). En el cuerpo deformado, actúan fuerzas similares y opuestas logrando un balance en la superficie de deformación. La acción y reacción entre las partes adyacentes es denominado esfuerzo y se expresa dimensionalmente como las fuerzas por unidad de área (Figura 3.1b).

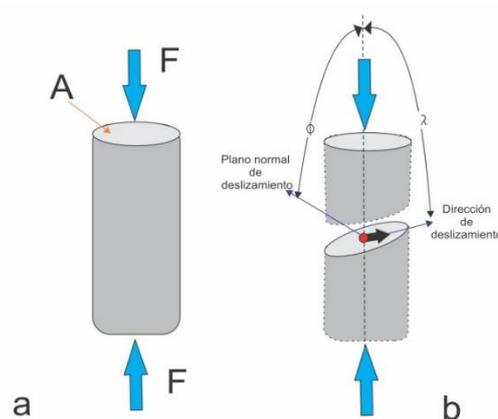


Figura 3.1: Esquema de un cuerpo sometido a fuerzas externas(a). Esquema que representa el estado de los esfuerzos sobre un cuerpo circular (b).

El esfuerzo es la tensión interna que todos los cuerpos experimentan cuando una o más fuerzas se aplican sobre ellos y existen 5 tipos:

- Tracción; se realiza cuando la fuerzas tienden a cambiar la forma del cuerpo haciendo que se estire, es decir hace que se separen entre si las distintas partículas que componen una pieza, tendiendo a aumentar su longitud (Figura 3.2a).

- Cizalladura o cortadura; se produce cuando se aplican fuerzas perpendiculares al cuerpo, la forma que estas fuerzas tienden a cortarlo o desgarrarlo haciendo que este se fracture (Figura 3.2b).
- Compresión; este tipo de esfuerzo hace que se aproximen las diferentes partículas de un material, tendiendo a producir acortamientos o aplastamientos, es decir intenta comprimir un cuerpo en el sentido de la fuerza con lo que tiende a disminuir su altura (Figura 3.2c).
- Torsión, este esfuerzo aparece cuando las fuerzas que actúan sobre el cuerpo, tienden a girarlo o retorcerlo sobre su eje central (Figura 3.2d).
- Flexión, que es una combinación de compresión y de tracción. Mientras que las fibras superiores del cuerpo es sometida a un esfuerzo de deflexión se alargan, las inferiores se acortan, o viceversa (Figura 3.2e).

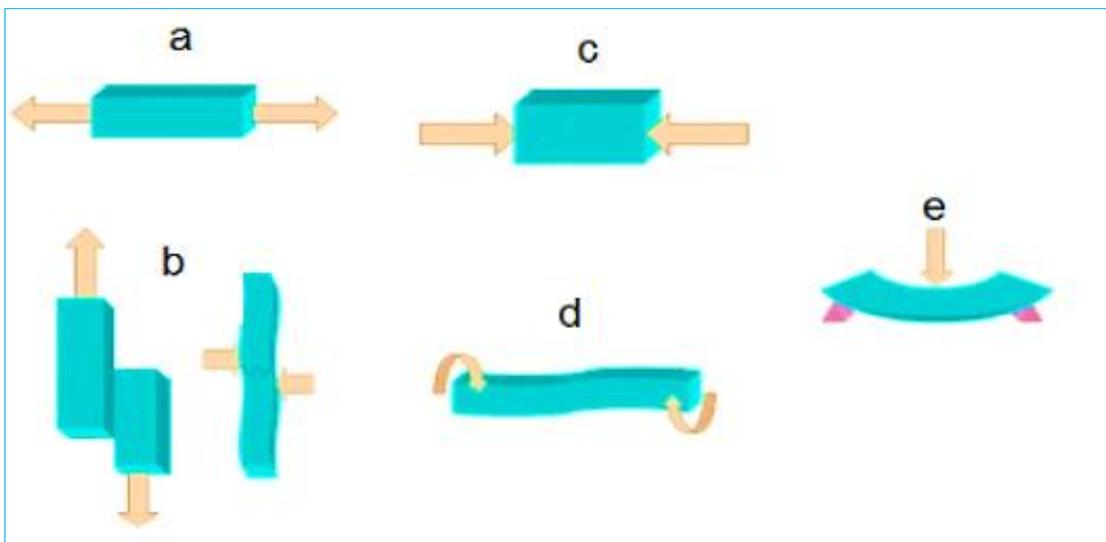


Figura 3.2: Diversos tipos de esfuerzos. Tracción(a), Cizalladura (b), Compresión(c), Torsión (d), flexión (e) (Fuente: SlideShare).

El esfuerzo también puede ser analizado de dos formas. La primera tiene lugar cuando el esfuerzo se ejerce sobre un plano y la segunda cuando el esfuerzo se ejerce

sobre un punto. En el primer caso se trata de una cantidad vectorial; mientras que, en el segundo puede ser expresado por una matriz.

- **Esfuerzo sobre un plano**

La influencia del esfuerzo sobre del plano A se puede describir mediante la siguiente ecuación:

$$\sigma = \lim_{\Delta F \rightarrow 0} \frac{\Delta F}{\Delta A}$$

Donde ΔF es una cantidad vectorial, y el vector esfuerzo puede expresarse por:

$$\vec{\sigma} = \frac{d\vec{F}}{dA}$$

Entonces, el esfuerzo puede descomponerse en componentes paralelos a cualquier dirección y con respecto a su plano; es decir, es una componente normal $\vec{\sigma}_N$ y otra tangencial $\vec{\sigma}_T$ (Figura 3.3)

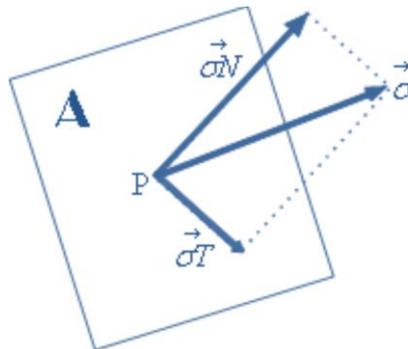


Figura 3.3: Esquema que representa el esfuerzo actuante sobre un plano A.

- **Esfuerzo sobre un punto**

La diferenciación puntual del esfuerzo puede ser muy compleja, pues se puede imaginar que a través un esfuerzo normal S_X , y cortante, S_{sX} , actúa sobre la cara

mostrada de un punto de alguna sección de corte; el subíndice “x” indica que la cara sobre la cual actúa el esfuerzo es perpendicular a la dirección del eje x. La combinación de esfuerzo normal y cortante cambia para el mismo punto, si éste se analiza desde otro plano de corte. Por lo tanto, no basta conocer esta pareja de esfuerzos, ya que dependiendo de la orientación del plano de corte se tendrán diferentes parejas. Al analizar los esfuerzos que actúan sobre tres planos ortogonales, sí se define completamente el estado de esfuerzo en un punto. El estado de esfuerzo del punto está representado por un cubo de volumen infinitesimal, cuyas caras apuntan en las direcciones X, Y y Z, En cada cara actúa un esfuerzo normal y un esfuerzo cortante; cada subíndice indica la cara sobre la cual actúa el esfuerzo. Para el manejo matemático, los esfuerzos cortantes se descomponen en las direcciones X, Y y Z, ya que cada esfuerzo puede tener una dirección diferente a la de los tres ejes coordenados. El estado de esfuerzo que resulta al descomponer los esfuerzos cortantes, es denominado estado triaxial de esfuerzos (Figura 3.4).

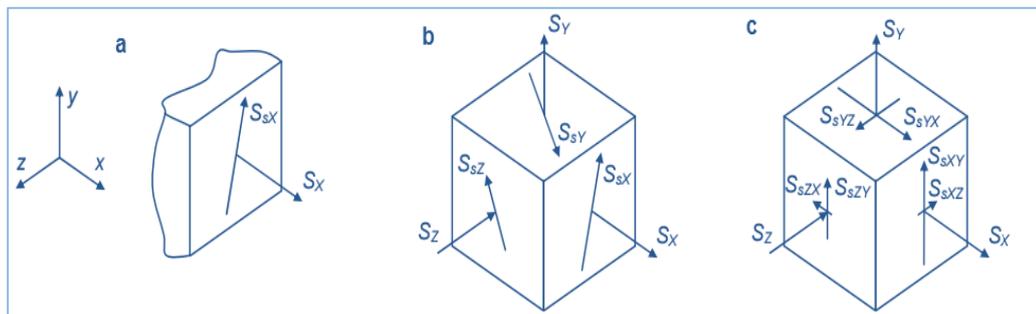


Figura 3.4: Representación gráfica de los principales esfuerzos actuantes sobre el punto. Esfuerzos normales, S_x , y cortante, $S_s X$, que actúan sobre la cara perpendicular al eje x de un punto (a). Esfuerzos normales y cortantes sobre las caras perpendiculares a los ejes x, y, z de un punto (b). Estado triaxial de esfuerzos (c).

Por otro lado, el esfuerzo en un punto puede definirse también por las componentes correspondientes a tres planos perpendiculares; donde el vector de esfuerzos en cada plano tiene un vector normal σ_{xx} , σ_{yy} , σ_{zz} y dos tangenciales σ_{xy} , σ_{yx} , σ_{xz} , σ_{zx} , σ_{yz} , σ_{zy} que hacen un total de nueve parámetros que son ordenados en una matriz cuadrada 3x3 conocida como “tensor” (Figura 3.5).

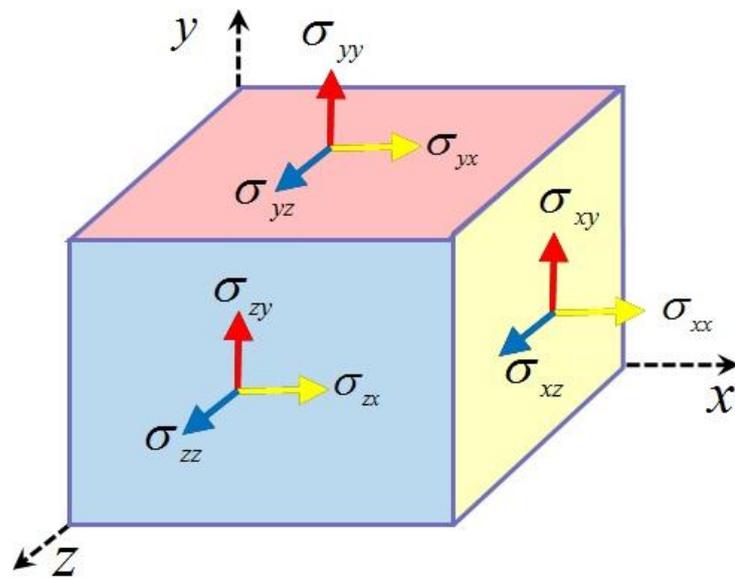


Figura 3.5: Representación gráfica de los principales esfuerzos actuantes sobre un punto y sus respectivas componentes (Fuente: Nasa Spaceflight.com)

Estos vectores describen el estado de esfuerzos en un punto sobre los tres planos, donde el primer subíndice indica la dirección de la componente y el segundo, el plano en el cual actúa el esfuerzo.

$$T_{\sigma} = \begin{bmatrix} \sigma_{XX} & \sigma_{XY} & \sigma_{XZ} \\ \sigma_{YX} & \sigma_{YY} & \sigma_{YZ} \\ \sigma_{ZX} & \sigma_{ZY} & \sigma_{ZZ} \end{bmatrix}$$

Los 9 parámetros del “tensor” o “tensor momento” pueden ser graficados en pares de fuerzas, tal como se observa en la Figura 3.6.

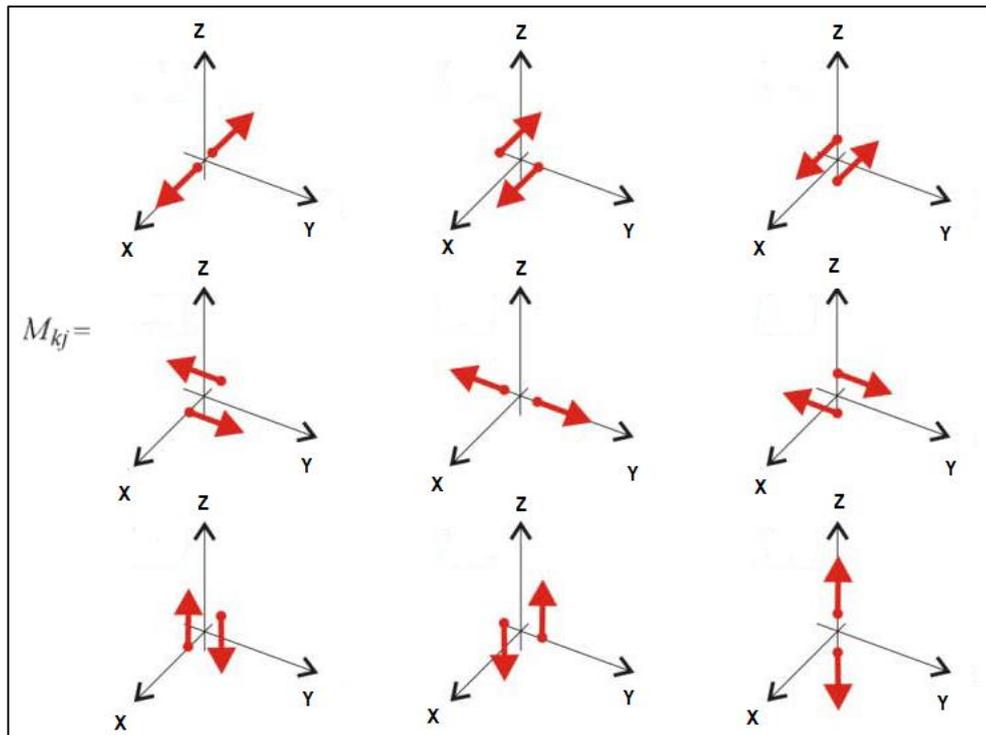


Figura 3.6: Esquema que muestra los 9 pares de fuerzas que componen el tensor momento (Aki y Richards, 1980).

3.2. MECANISMO DE LOS TERREMOTOS

Cuando se aplican esfuerzos sobre una roca ésta se deforma acumulando en su interior energía elástica de deformación, la cual hace que, al dejar de aplicar los esfuerzos, la roca recobre su forma original; esto se conoce como comportamiento elástico de las rocas. Si los esfuerzos aplicados sobre la roca se mantienen durante mucho tiempo (decenas a miles de años), esta se deforma permanentemente, lo que se conoce como comportamiento plástico.

Dependiendo del tipo de roca y de las condiciones ambientales de temperatura y presión, ésta se comportará en forma más o menos elástica o plástica. Sin embargo, ante fuerzas que se aplican durante tiempos muy cortos, las rocas se comportan de manera elástica; mientras que, en el caso de fuerzas que actúan durante cientos o miles de años, todas actúan plásticamente, es decir, fluyen (Lay y Wallace, 1995).

El primer modelo para explicar el mecanismo de los sismos fue propuesto por Reid (1911) después de estudiar una fractura de más de 300 km producido por el sismo de San Francisco en EEUU y fue conocida como la teoría del “rebote elástico” (Figura

3.7). Según la teoría, en una determinada región de la corteza terrestre, las deformaciones elásticas se van acumulando hasta que supera la resistencia del material debido a los esfuerzos y se produce la fractura con el movimiento relativo de las dos partes extremas a la línea de fractura y así permitir la relajación de las deformaciones acumuladas. La energía liberada se propaga en forma de ondas sísmicas y a la vez también el retorno a un estado de equilibrio elástico de la zona previamente sometida a esfuerzos (Udías, 1997).

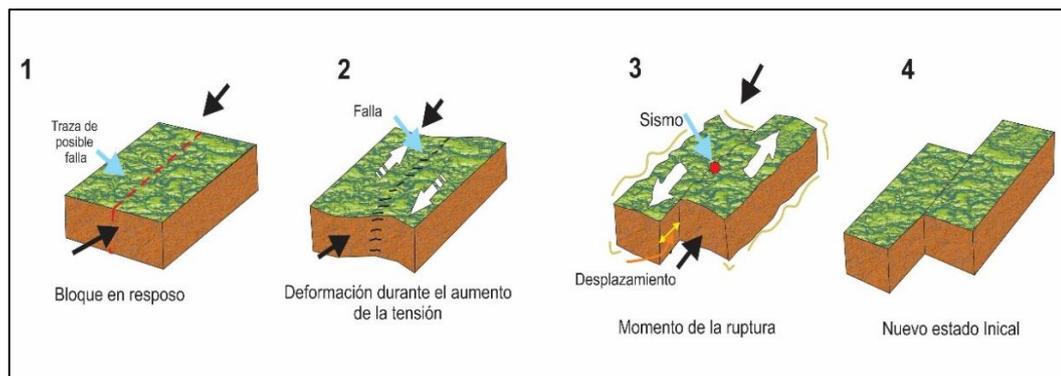


Figura 3.7: Esquema que representa la teoría del rebote elástico: 1) acumulación elástica de los esfuerzos, 2) Deformación debido a acumulación de esfuerzos, 3) Instante de ruptura por tensión y compresión, 4) Nueva posición de equilibrio.

En general, la corteza terrestre está siempre y en todas partes sometidas a algún tipo de deformación. Las mayores concentraciones de tensiones se producen a lo largo de los límites entre las placas e incluso en su interior donde puede producirse acumulaciones de tensiones que superan la resistencia elástica de las rocas. La ruptura de las rocas por debajo del manto superior se produce debido a los movimientos del ascenso de material y a la liberación explosiva de los materiales existentes debajo de la corteza terrestre. Siendo esto así, en todo momento existe en el mundo diversos sectores, grandes o pequeños, en que los esfuerzos elásticos acumulados en la corteza terrestre hacen que las rocas que allí se encuentran estén muy próximas a su punto de ruptura probable (Figura 3.8).

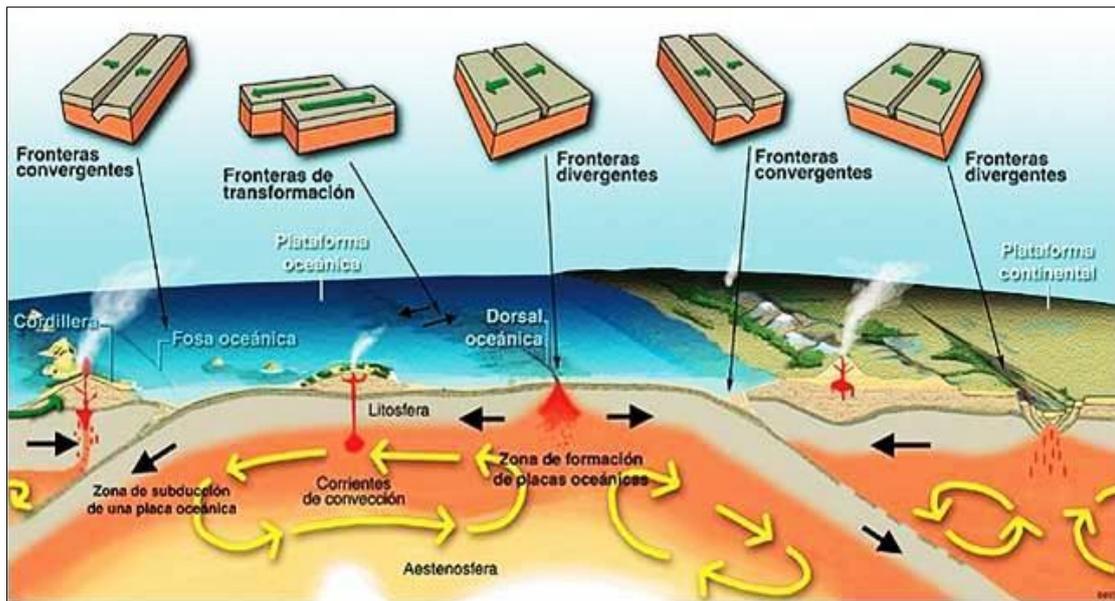


Figura 3.8: Esquema de las características de los bordes de las placas (Fuente: USGS).

3.3. MECANISMOS FOCALES

El estudio de los mecanismos focales de los terremotos dentro de la sismología, trata de determinar el tipo de proceso dinámico que se da en el foco de un terremoto y también es una herramienta indispensable para el análisis sismotectónico de las regiones continentales y zonas oceánicas. El mecanismo de focal de los terremotos es una representación gráfica de dos posibles soluciones de la ruptura (falla) que origina el sismo (Figura 3.9) y de la configuración de los esfuerzos tectónicos en el área; es decir describe el posible mecanismo de la falla en el foco donde se libera la energía en forma de ondas sísmicas (Lay y Wallace, 1995).

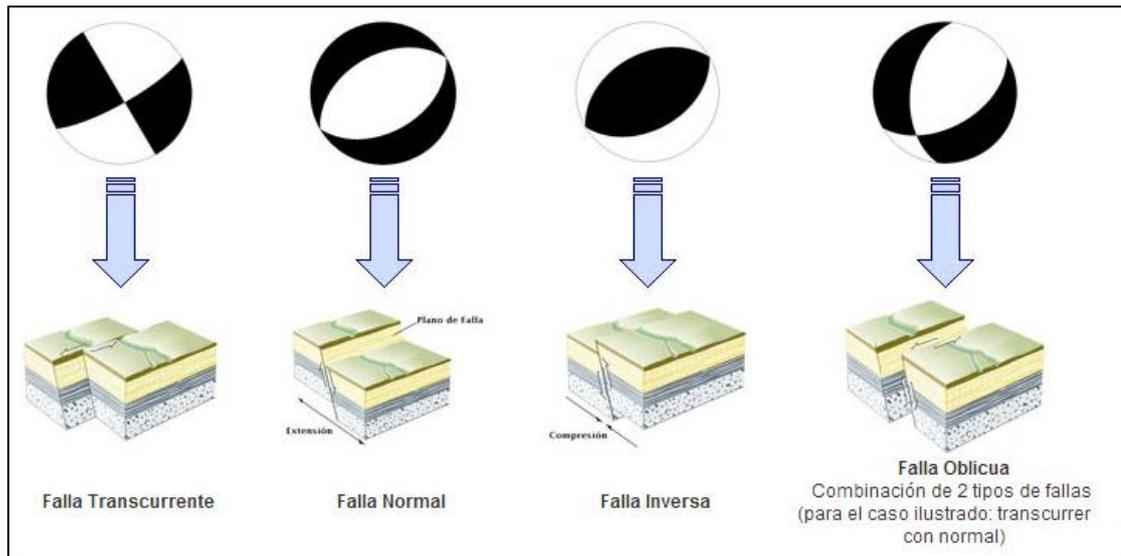


Figura 3.9: Representación gráfica de los mecanismos focales asociados a las principales fallas (Fuente: IGEO).

Existen dos modos diferentes de calcular el mecanismo: el método de primeras polaridades de las Ondas P, y el cálculo del tensor de momento sísmico (M). En cualquier caso, para conocer las características de la fuente sísmica, las fuerzas que actúan en ella y el medio que recorren las ondas, es necesario utilizar simplificaciones relacionadas con el modelo de tierra supuesto y con las dimensiones del foco.

El método de las primeras polaridades de ondas P que consiste en trazar la orientación de cada rayo sísmico desde el foco a cada estación. Para ello se sitúa una esfera imaginaria en el foco, y se calcula cual es la orientación del rayo a cada estación de registro para posteriormente calcular el azimut y la inclinación del rayo, y se representa en la semiesfera inferior (estereográfica). Cada uno de estos puntos se dibujan en sólido si la onda P es Up (el suelo se levanta, cuadrante de compresión), y en blanco si la primera llegada es Down (el suelo se hunde, cuadrante de dilatación). De tener las polaridades (sentido) de las primeras llegadas de un sismo de estaciones con diferentes orientaciones respecto al foco, es posible separar en el estereograma separar los cuatro cuadrantes mediante técnicas de mínimos cuadrados, tal como se observa en la Figura 3.10.

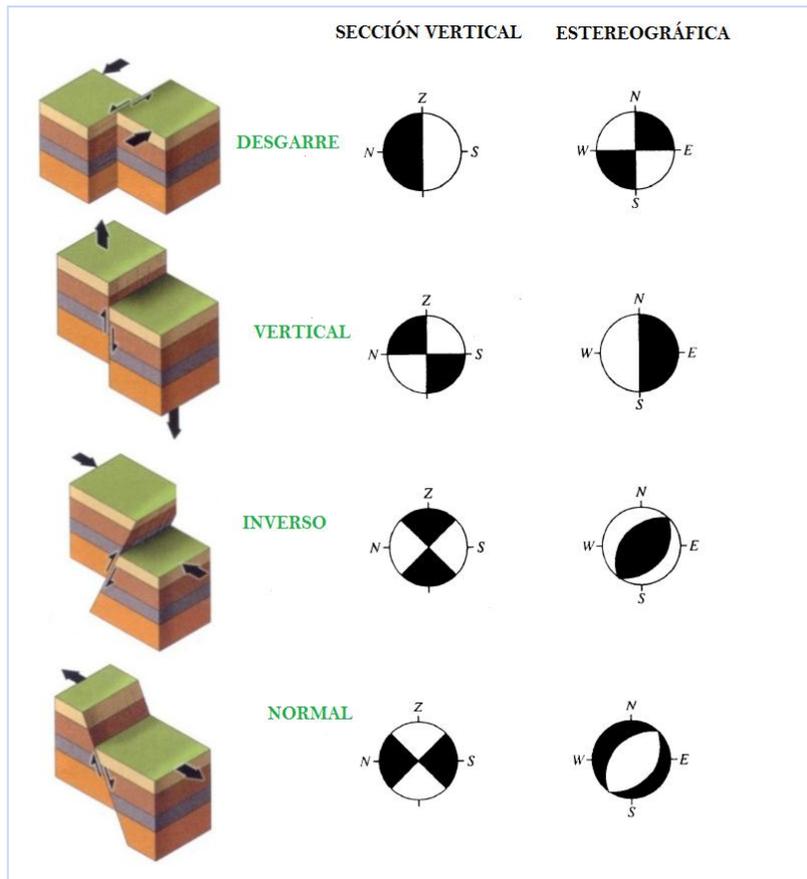


Figura 3.10: Tipos de fallas y su representación a partir del mecanismo focal (Fuente: Iessuel.es).

El Tensor de Momento Sísmico (M) permite determinar el mecanismo focal a partir modelado de las formas de onda generadas por el terremoto mediante el cálculo de las fuerzas que han generado los desplazamientos observados en las estaciones. La relación entre desplazamientos y fuerzas se calcula a partir de las denominadas funciones de Green (Aki y Richards, 1980).

Como el de esfuerzo y deformación, el tensor momento puede describirse en términos de tres ejes ortogonales: P (presión, el eje compresivo), T (Tensión, eje extensivo) y Z (nulo). El significado mecánico de estos tres ejes es el de en qué direcciones radia más energía el terremoto, y no debe confundirse con la orientación de los esfuerzos tectónicos principales que originaron el sismo.

CAPÍTULO VI

SISMICIDAD DEL PERÚ

El Perú se caracteriza por ser una zona de las regiones sísmicamente más activas en el mundo y su actividad más importante está asociada al proceso de subducción entre la placa de Nazca y Sudamérica (Tavera y Buforn, 1998, Bernal y Tavera, 2002), y a la alta velocidad de convergencia de las placas. Este proceso ha dado origen, en el pasado, a los más importantes sismos que han afectado al Perú, en cuanto a magnitud, intensidad y niveles de destrucción en superficie. Un segundo tipo de sismicidad, es la producida por deformaciones corticales con la presencia de fallas geológicas de diversas geometrías y dimensiones, presentes de Norte a Sur sobre la Cordillera Andina y a lo largo de la zona denominada Subandina, en donde se producen sismos menores en magnitud y frecuencia. Una tercera sismicidad, corresponde a la deformación interna de Placa de Nazca por debajo de la Cordillera de los andes a niveles de profundidad del orden de más de 100 – 120 km.

4.1. SISMICIDAD HISTÓRICA

La sismicidad histórica ha permitido evaluar la periodicidad de la ocurrencia de grandes sismos y delinear las regiones de mayor potencial sísmico. Los terremotos históricos que se dieron en el Perú, datan prácticamente desde la conquista española y el periodo colonial, entre los años 1500 y 1959. La información de estos sismos se encuentra catalogada en crónicas, manuscritos, narraciones, informes por parte de los cronistas y gobernantes de aquella época. En estas condiciones, la calidad de los datos dependerá fundamentalmente de la distribución y densidad de la población en las regiones afectadas por los terremotos. Cabe mencionar que la profundidad focal

del total de los sismos históricos no ha sido determinada con precisión; sin embargo, debido a su ubicación geográfica, entre la fosa y la línea de costa, fueron considerados en su mayoría como sismos superficiales.

La recopilación más completa sobre los sismos históricos ha sido realizada por Silgado (1968,1978, 1985) y Dorbath et al, (1990b), los mismos que se enumeran en la Tabla 4.1, en la cual se muestran los terremotos con intensidad máxima (I_0) \geq VIII en la escala de Mercalli Modificada (MM), ocurridos durante el periodo 1513-1959. Los más importantes sismos ocurridos en la región Norte del país 1619 y 1953 (VIII MM), estos produjeron muerte y destrucción en las ciudades de Trujillo y Tumbes. En la región Central los sismos para el cuales se tiene documentación histórica; 1687 (VIII MM) y 1746 (X MM), los cuales destruyeron casi completamente la ciudad de Lima. El sismo de 1746 generó un tsunami de con olas de 15 a 20 metros de altura que inundo totalmente el puerto del Callao. En el Sur, los sismos más importantes son los 1604 (IX MM), 1784 (X MM) y 1868 (X MM), los sismos que afectaron principalmente a las ciudades de Arequipa, Moquegua, Tacna, Puno y Norte de Chile. En el interior del continente, ocurrieron sismos importantes en 1650 (VII MM), 1946 (IX MM) y 1947 (VIII MM), todos produjeron muerte y destrucción en las ciudades de Cuzco, Huaraz y Satipo respectivamente.

Fecha (dd-mm- aa)	Lat-S (°)	Lon-W (°)	I _o (MM)	M (Silgado)
22-01-1582	-16,3	-73,3	X*	7,9
09-07-1586	-12,2	-77,7	IX*	8,1
24-11-1604	-18,0	-71,5	IX*	8,4
14-02-1619	-8,0	-79,2	IX	7,8
31-05-1650	-13,8	-72,0	X	7,2
13-11-1655	-12,0	-77,4	IX	7,4
12-05-1664	-14,0	-76,0	X	7,8
16-06-1678	-12,3	-77,8	IX*	-
20-09-1687	-13,0	-77,5	IX*	8,2
21-10-1687	-16,4	-71,6	VIII	-
22-01-1725	-12,0	-77,0	VIII	-
28-09-1746	-11,6	-77,5	X*	8,4
13-05-1784	-16,5	-72,0	X*	8,0
07-12-1806	-12,0	-78,0	VIII	7,5
10-07-1821	-16,0	-73,0	VIII	7,9
18-09-1833	-18,2	-71,0	VIII	-
13-08-1868	-18,5	-71,2	X*	8,6
09-05-1877	-19,5	-71,0	VIII	7,5
28-07-1913	-17,0	-73,0	IX	7,0
06-08-1913	-17,0	-74,0	X	7,7
24-05-1940	-10,5	-77,6	VIII*	8,2
24-08-1942	-15,0	-76,0	IX*	8,4
10-11-1946	-8,3	-77,8	X	7,2
01-11-1047	-11,0	-75,0	IX	7,5
12-12-1953	-3,6	-80,5	VIII	7,7

Tabla 4.1: Principales terremotos ocurridos en el Perú entre 1513 y 1959, $I_o \geq VIII$ MM (Silgado, 1987; Dorbath et al, 1990b). Los terremotos que originaron maremotos están indicados con un asterisco. M indica la magnitud asignada por Silgado (1978). MM corresponde a la escala Mercalli Modificada

En la Figura 4.1 se muestra la localización epicentral de los sismos históricos ocurridos entre los años 1513 y 1959. Estos sismos han presentado magnitudes mayores a VII en la escala de Mercalli Modificada (Silgado, 1987; IGP, 2000), muchos de ellos produjeron tsunamis con olas de diferentes alturas. En esta figura se observa que los sismos se distribuyen principalmente entre la línea de fosa y la costa, localizándose en mayor número en la región Centro y Sur de Perú debido probablemente a que estas regiones constituyeron las ciudades más importantes después del siglo XVI por lo tanto eran las regiones mas pobladas. La sismicidad disminuye considerablemente en el interior del continente.



Figura 4.1: Distribución espacial de grandes terremotos históricos ocurridos en el Perú, dentro el periodo histórico (1513-1959) según Silgado (1978). El asterisco (*) indica que el sismo fue acompañado de Tsunami (Tavera y Bernal, 2002).

4.2. SISMICIDAD INSTRUMENTAL

La información de la sismicidad instrumental del Perú fue recopilada de distintos Catálogos Sísmicos elaborados por el Instituto Geofísico del Perú (Ocola, 1984; Huaco, 1986; Tavera y Agüero, 2000), y ella se caracteriza porque los parámetros hipocentrales (Latitud, Longitud, Profundidad y Magnitud) de los sismos ocurridos durante este periodo son más precisos, y los de mayor magnitud fueron estudiados por diversos investigadores como Stauder, (1975); Barazangi y Isacks, (1976); Hasegawa y Sacks, (1981); Grange et al., (1984); Bevis y Isacks, (1992); Scheneider y Sacks (1987); Bernal, (2000) utilizando diferentes bases de datos; telesísmicos y locales.

Los resultados obtenidos por estos investigadores han permitido conocer las características espaciales, en profundidad, de la sismicidad asociada a la deformación cortical y al proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana en el Perú. Recientemente, Tavera y Buforn, (2001), así como Bernal y Tavera, (2002), concluyen que la distribución espacial de los sismos en el Perú es por demás compleja; no obstante, se pueden identificar áreas de sismicidad asociadas a las más importantes fuentes sismogénicas.

4.2.1. Distribución espacial de la sismicidad

Teniendo en cuenta la profundidad en los focos, y de acuerdo al criterio establecido por Tavera y Buforn (2001), los sismos se clasifican en: Sismos de focos Superficial ($h \leq 60\text{km}$), de foco intermedio ($61 < h \leq 300\text{km}$), y de foco profundo ($h > 301\text{km}$).

4.2.1.1. Distribución de la Sismicidad Superficial

En la Figura 4.2 se observa que los eventos sísmicos superficiales ($h \leq 60\text{km}$), los mismos que se distribuyen formando dos grupos con más del 80% del total de la actividad sísmica que ocurre en el país. El primer grupo, se distribuye entre la línea de la costa y la cordillera hasta profundidades de 60 km, toda ella asociada principalmente al proceso de subducción.

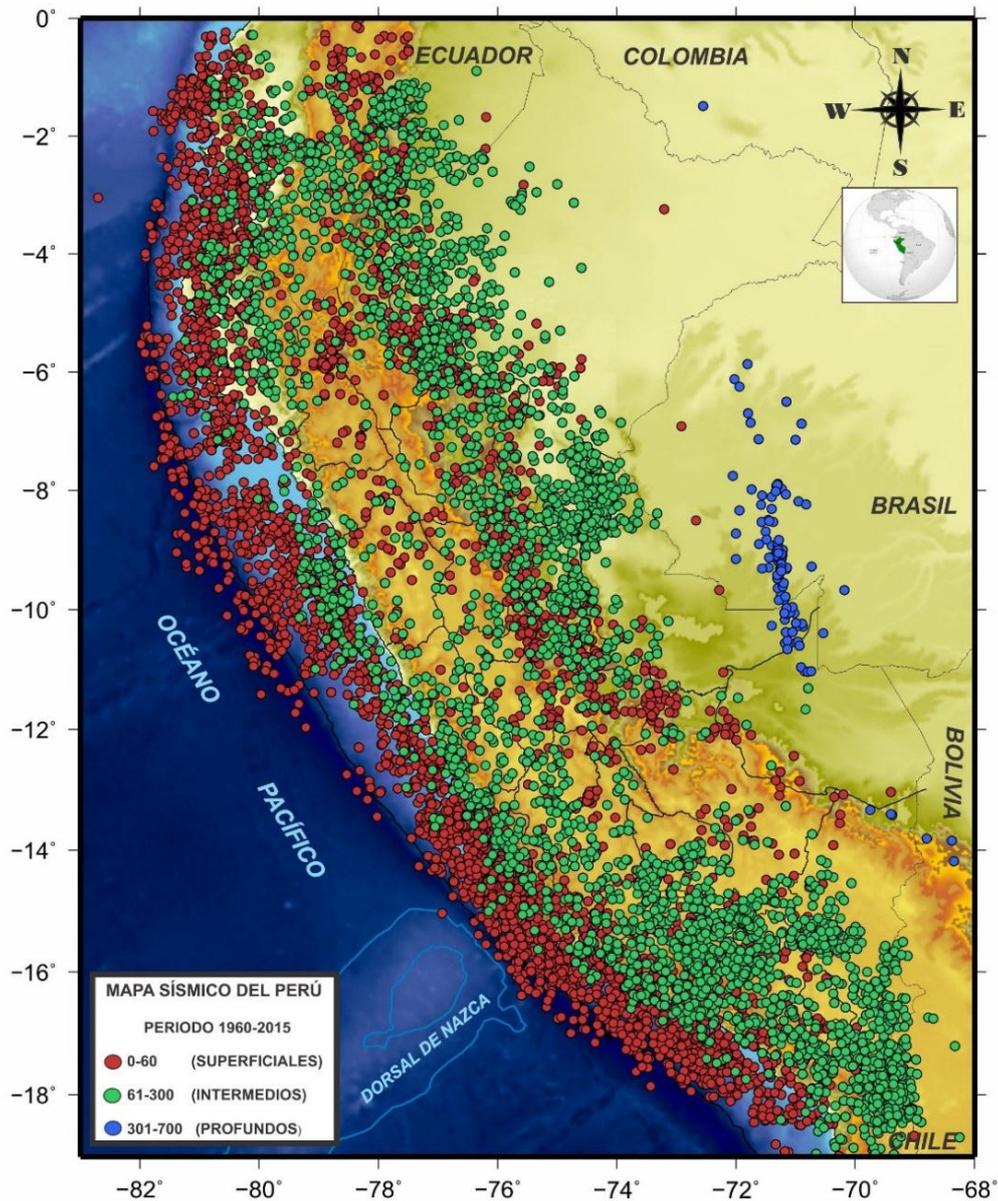


Figura 4.2: Mapa de la sismicidad del Perú para el periodo 1960-2015 ($M_b \geq 4$). Los círculos rojos indican sismos de foco superficial, los círculos verdes de foco intermedio, y los azules sismos de foco profundo.

El segundo grupo de sismos, ocurre en el interior del continente y su origen se debe al proceso de subsidencia del escudo brasileño bajo la Cordillera Andina y a la deformación cortical que se produce en la alta cordillera dando origen a la formación de fallas tectónicas. De forma general, la distribución espacial de los sismos sobre el territorio peruano muestran las zonas de mayor deformación superficial.

4.2.1.2. Distribución de la Sismicidad Intermedia

Según Tavera y Buforn (1998), la distribución espacial de los sismos con focos intermedios se realiza formando tres grupos, cerca de la línea de costa, en la zona subandina y en toda la región sur, bajo el altiplano peruano-boliviano, a profundidades entre 61 y 320km. El primer grupo de sismos se distribuye paralelo a la línea de la costa por debajo de los 9 ° Sur (Figura 4.2) cerca de la línea de la costa de la región central del Perú con sismos de magnitud moderada (≤ 7.0 Mw). El segundo grupo se encuentra en la región Norte y Centro, con sismos que se distribuyen a lo largo de la Cordillera Oriental y la zona Subandina siguiendo alineamientos Norte Sur. El último grupo, considera aproximadamente el 70 % del total de sismos que ocurren a estos niveles de profundidad y todos se encuentran en la región sur del Perú. La distribución de los focos intermedios muestran de manera aproximada las zonas de mayor deformación a estos niveles de profundidad.

4.2.1.3. Distribución de la Sismicidad Profunda

Los sismos de foco profundo, tal como se muestra en el extremo derecho de la Figura 4.2, son de menor número con respecto a los de foco superficial e intermedio; sin embargo, su tamaño es muchas veces mayor que los sismos que ocurren a menores niveles de profundidad. Los sismos de foco profundo se distribuyen formando dos grupos, el primero con epicentros en el llano amazónico próximo al límite Perú y Brasil, entre 6°-11° Sur, con una distribución prácticamente Norte -Sur sobre una longitud del orden de 500km y el segundo, alrededor del límite del Perú y Bolivia, entre 13°- 14° Sur, con una orientación próxima a Este - Oeste.

4.3. Distribución en profundidad de la actividad sísmica

La distribución de la sismicidad en función de la profundidad de sus focos, puede ser analizada mediante perfiles de sismicidad perpendiculares a la fosa. Este análisis permitirá definir la zona de contacto entre las placas de Nazca y Sudamericana, y configurará la geometría de la subducción en el Perú (Figura 4.3).

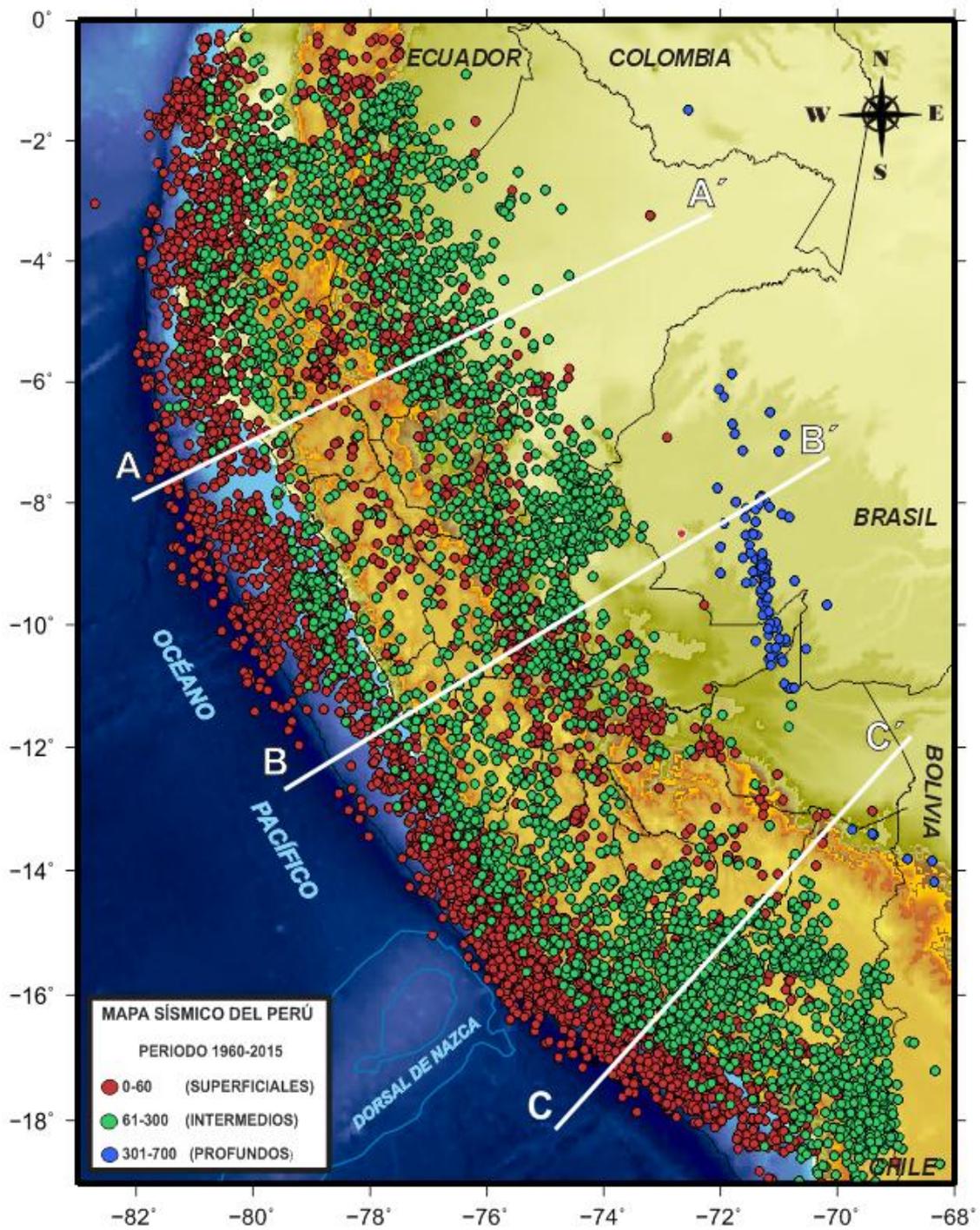


Figura 4.3: Mapa de sismicidad del Perú para el periodo 1964-2015 ($M_b \geq 4$), y principales perfiles para las regiones Norte (AA') Centro (BB') y Sur (CC').

4.3.1. Región norte:

Este perfil perpendicular a la fosa, muestra que la profundidad de los sismos aumenta de Oeste a Este, desde la superficie hasta llegar a los 120 km de profundidad aproximadamente sobre una pendiente de 20°-25°. Luego se observa que los sismos se distribuyen de manera subhorizontal hasta una distancia de 800 km desde la fosa. La sismicidad profunda se encuentra entre los 500 y 700 km (Perfil AA', Figura 4.4).

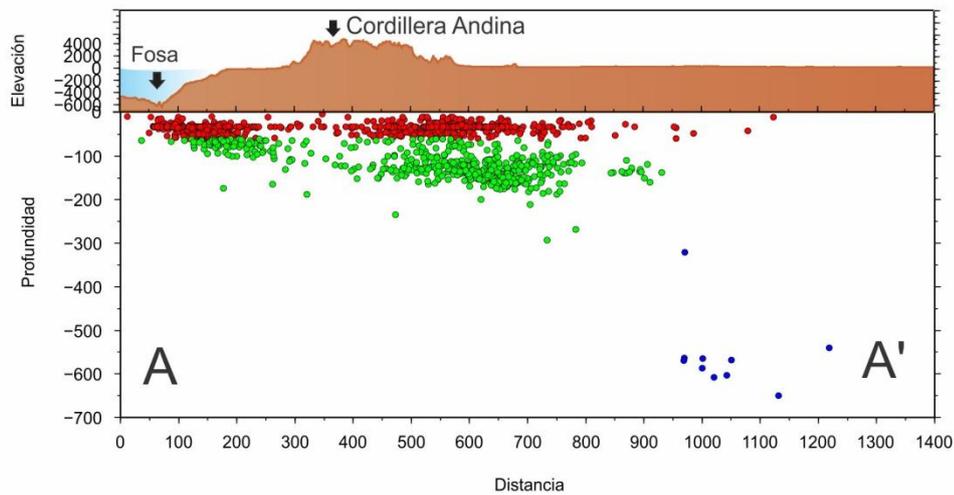


Figura 4.4: Perfil vertical de sismicidad para la Región Norte (perfil AA')

4.3.2. Región central:

Aquí la distribución de sismos sigue la misma tendencia que la región anterior, hasta alcanzar distancias de aproximadamente 650 km desde la fosa. A esta distancia se observa un incremento de la sismicidad hasta alcanzar profundidades de 150 km aproximadamente. La sismicidad profunda, en mayor número, se encuentra a profundidades entre 500-700km. (perfil BB', Figura 4.5).

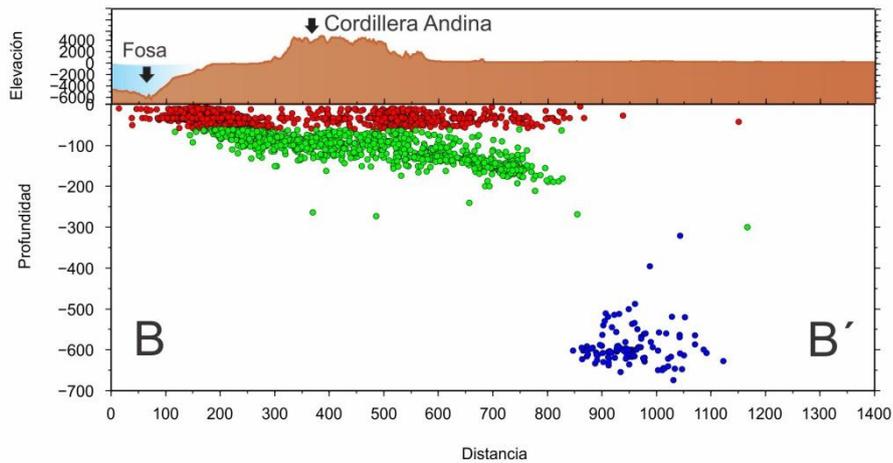


Figura 4.5: Perfil vertical de sismicidad para la Región Centro (perfil BB')

4.3.3. Región sur:

En la región Sur se observa que la sismicidad se distribuye de Oeste a Este siguiendo una pendiente de 28° hasta los 300 km de profundidad. Este tipo de distribución es conocido como subducción normal. La sismicidad profunda, en menor número, está presente a profundidades de 550 a 700km (Perfil CC', Figura 4.6).

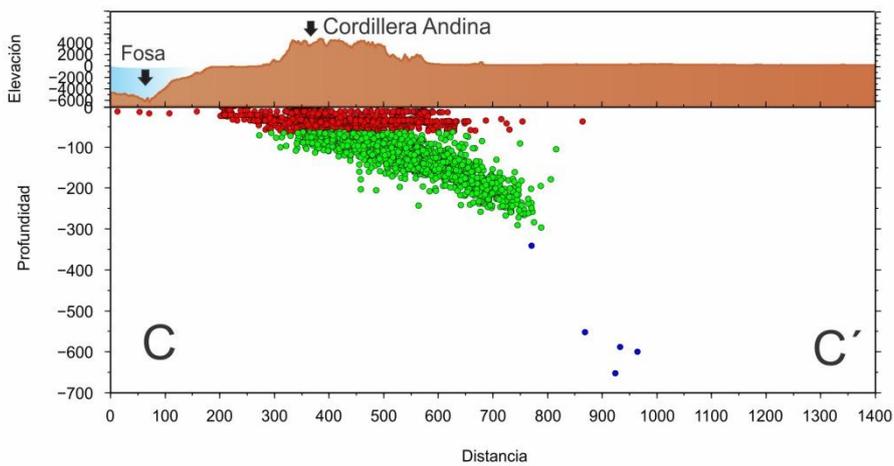


Figura 4.6: Perfil vertical de sismicidad para la Región Sur (perfil CC')

4.4. GEOMETRÍA DE LA PLACA DE NAZCA

Estudios geofísicos acerca de la dinámica del proceso de subducción y la geometría de las placas tectónicas, sugieren que cuando la placa de Nazca subduce por debajo de la Sudamérica, esta lo hace sobre un plano inclinado deformado por la fricción de ambas placas y sobre el cual se producen, de manera continua, diversos sismos. Este plano representa los estilos de subducción como producto de la interacción de las placas.

Asimismo, se han realizado varios estudios para definir la geometría de las placas dentro del proceso de subducción, utilizando diversas metodologías como el análisis de la distribución espacial de la sismicidad obtenidas a distancias regionales, locales y telesísmicas. Esto ha permitido a diversos autores tales como Stauder, (1975), Bazarangui e Isacks, (1976); Hasewaga e Isacks, (1981); Grange et al, (1984); Scheneider y Sacks, (1987); Rodriguez y Tavera, (1991); Cahill e Isacks, (1992); Lindo, (1993); Tavera y Bufforn, (1998), Tavera y Buforn, (2001), proponer representaciones tridimensionales de la geometría del proceso de subducción. Las características más importantes obtenidos por algunos autores son:

- **Stauder (1975)**, utilizando información telesísmica, el autor propone la existencia de dos modos de subducción en el Perú. En la región Norte-Centro, la placa oceánica subduciría con un ángulo medio de 30° hasta una profundidad de 100-120 km a partir de la cual, esta se haría casi horizontal; mientras que, en la región Sur la placa llegaría hasta 350 km de profundidad conservando el mismo ángulo de inclinación.
- **Barazangi y Isacks (1976 - 1979)**, usando datos telesísmicos, los autores postularon que el proceso de subducción en la región Norte-Centro se realiza con un ángulo de 10° hasta una profundidad de 100 km aproximadamente y a partir de la cual, se realizaría de manera casi horizontal. En la región Sur, el ángulo de subducción sería del orden de 30° llegando a alcanzar una profundidad de 300 km. Estos autores postulan, la existencia de una ruptura en la litosfera subducente que separaría a estas dos regiones, tal como se muestra en la Figura 4.7.

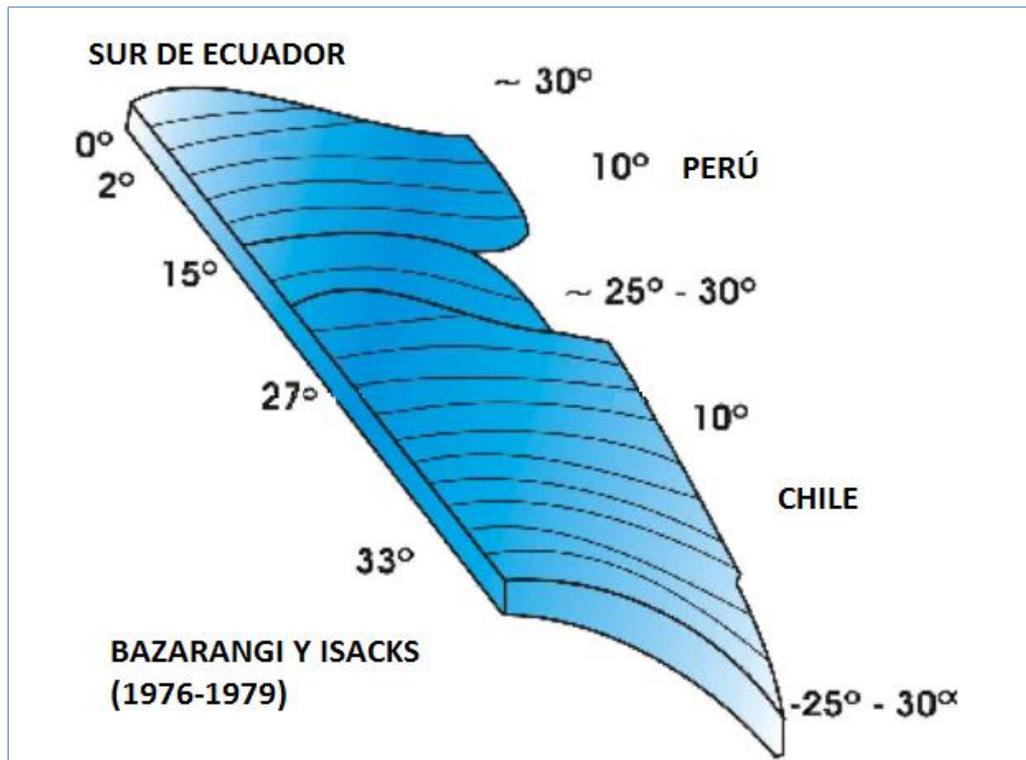


Figura 4.7: Esquema propuesto por Bazarangui y Isacks (1976-1979) para la geometría de subducción en el borde Occidental de Ecuador, Perú y Chile

- Hasegawa y Sacks (1981)**, ambos autores utilizando datos registrados por una red sísmica local instalada en la región Sur de Perú, postulan que en esta región el proceso de subducción ocurre con un ángulo de aproximadamente 30° hasta una profundidad próxima a 300 km. Hacia la región Central, la subducción conserva el mismo ángulo, pero esta se hace horizontal a una profundidad del orden de 100 km. Estos autores concluyen que la forma de la placa subducente es continua y que el cambio en el modo de subducción, entre la región Norte y Sur se produce sobre un ancho de aproximadamente 80 km (Figura 4.8). En este caso, no habían ruptura de la placa, sino una contorsión.

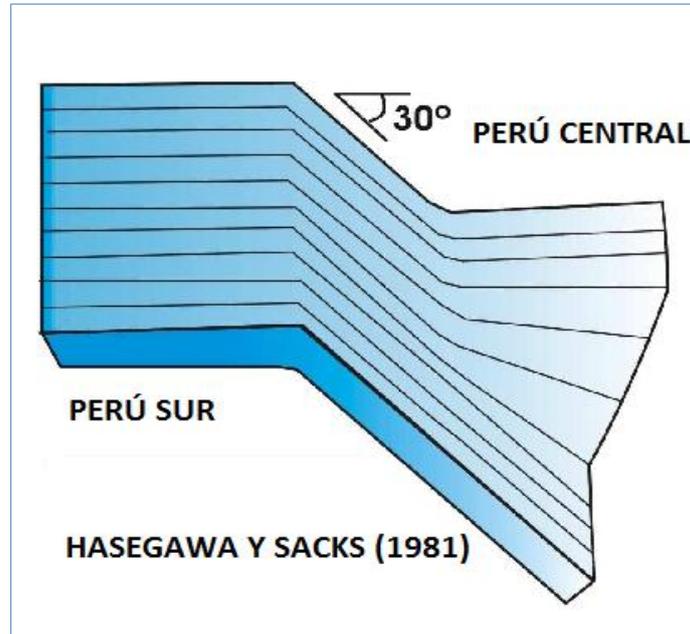


Figura 4.8: Esquema propuesto por Hasegawa y Sacks (1981) para la geometría de la subducción en el Sur del Perú.

- **Grange (1984)**, usando datos de una red sísmica local instalada en la región Sur de Perú, el autor identifica la existencia de importantes fuentes sismogénicas netamente superficiales, así como la forma del proceso de subducción en esta región. El autor postula que el ángulo de subducción es de 30° constante hasta una profundidad de 400 km, el mismo que disminuye hacia la región Central hasta alcanzar profundidades del orden de 100 km (Figura 4.9).

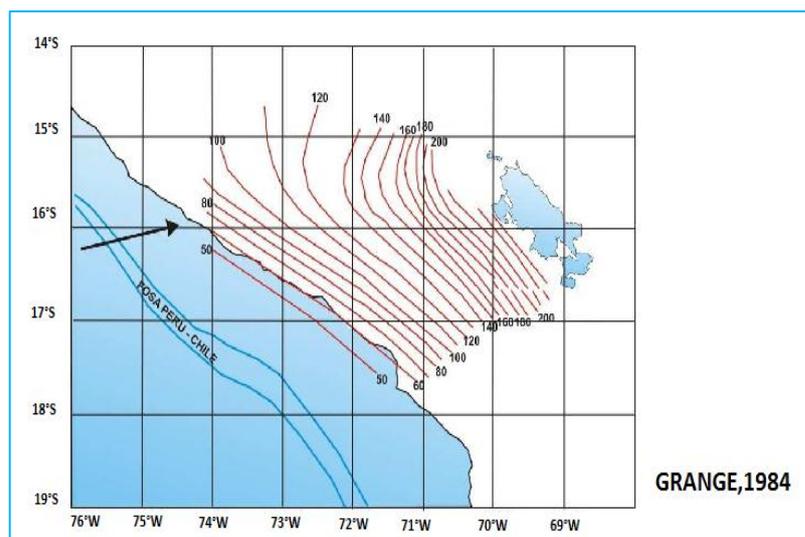


Figura 3.9: Esquema propuesto por Grange, (1981) para la geometría de subducción en el Sur de Perú.

- **Schneider y Sacks (1987)**, examinan el modo de la subducción de la placa de Nazca en la región Sur de Perú a partir de sismos registrados por una red local instalada en esta región. Los autores muestran que la subducción en esta región se realiza con un ángulo de 25° hasta alcanzar los sismos profundidades de orden de 250 km; mientras que, en la región Central los sismos llegan a profundidades de 100 km, a partir de la cual estos se distribuirían de manera casi horizontal (Figura 4.10).

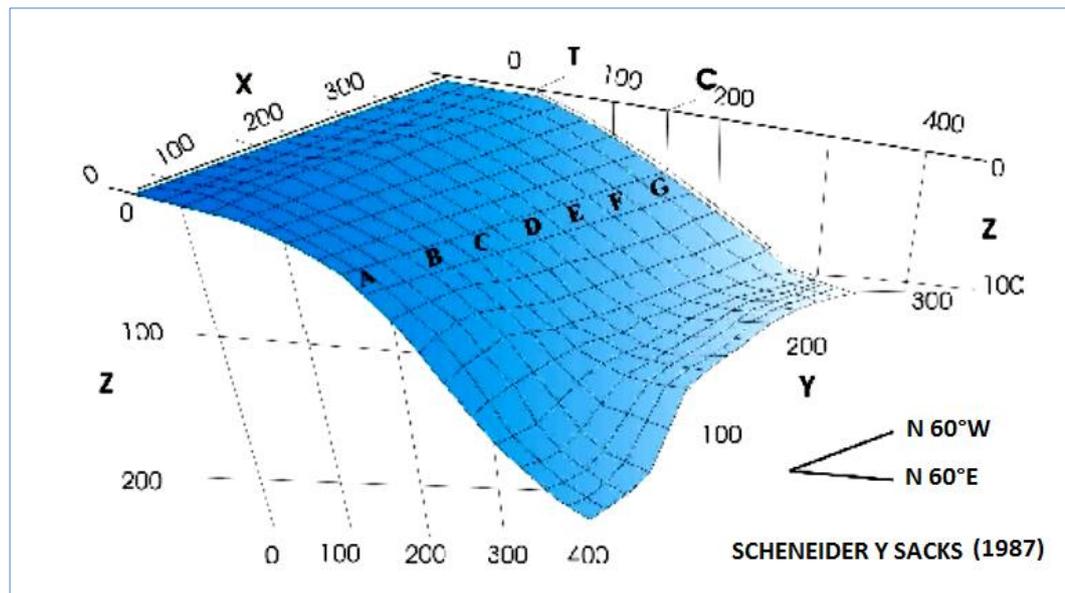


Figura 4.10: Esquema propuesto por Scheneider y Sacks, (1987) para la geometría de subducción en el Sur del Perú

- **Rodríguez y Tavera (1991)**, determinaron la geometría de la subducción para la región Central de Perú utilizando datos obtenidos de cuatro redes sísmicas locales que funcionaron en diversos periodos de tiempo. A partir de sus resultados, los autores postularon que en la región Central la placa de Nazca subduce con un ángulo promedio de 30° hasta una profundidad de 107 km para luego desplazarse de manera casi horizontal hasta 650 km de distancia desde la línea de fosa. Hacia la región Sur, el ángulo de subducción se mantendría en 30° y la placa de Nazca se contorsionaría para pasar de un modo de subducción subhorizontal a otro normal (Figura 4.11).

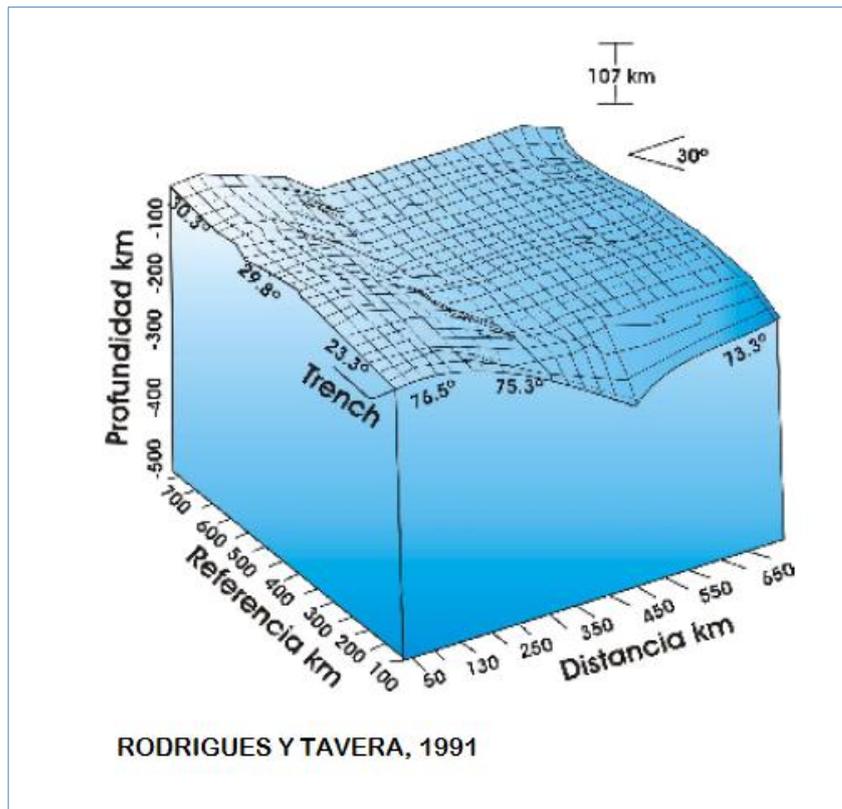


Figura 4.11: Esquema propuesto por Rodríguez y Tavera, (1991) para la geometría de subducción en el centro del Perú.

- Cahill y Isacks (1992)**, realizan una compilación de los datos del International Seismological Center and Preliminary Determination of Earthquakes; para el periodo 1963-1989 a fin, de estudiar la geometría de la zona de Wadati - Benioff en Sudamérica. Los autores lograron obtener un mapa 3D de la geometría de la zona de Wadati - Benioff entre las latitudes de 7°S a 40°S, mostrando que la contorsión de la placa, desde la fosa, que se inicia con un ángulo de 27-30° y continua por debajo del continente mostrando los dos tipos de subducción propuestos para el borde Oeste de Sudamérica. La subducción subhorizontal se presenta en la zona Central de Perú (entre 7°S - 16°S) y Chile (entre 27°S - 31°S) y otra subducción de tipo normal se presenta en la región Sur de Perú - Norte de Chile (entre 16°S - 25°S) y Sur de Chile (por debajo de 31°S)(Figura 4.12).

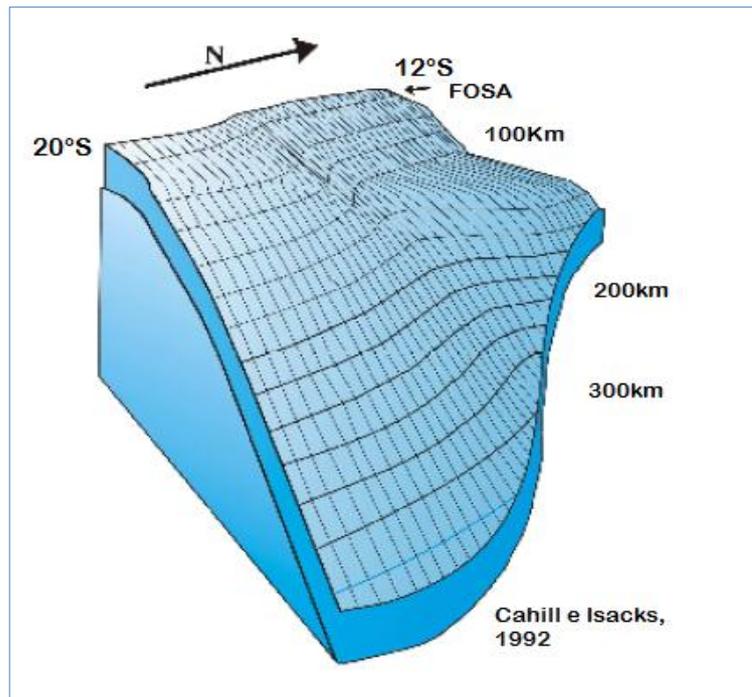


Figura 4.12: Esquema propuesto por Cahill e Isacks, (1992). Para la geometría de la subducción de la placa de Nazca

- Bernal y Tavera (2002)**, ambos autores proponen un modelo de subducción para la Placa de la Nazca en el borde Occidental del Perú utilizando la base de datos relocalizados por Engahl et al (1960-1995) y el catalogo sísmico del Instituto Geofísico del Perú (1996-2002). Según los autores, la placa de Nazca subduce de manera subhorizontal entre los 3° - 15° Sur (región Norte y Centro) y de tipo normal a partir de los 15° de latitud (región Sur). En ambos casos, la subducción es horizontal; además, la placa de Nazca se extendería por debajo del continente hasta una distancia desde la fosa de 750 km en la región Norte, de 500-700 km en la región Centro y de 450 km en la región Sur. En la Figura 4.13 el esquema propuesto por los autores, las áreas indicadas con los números 1, 2, 3 representan las de mayor deformación debido al gran número de sismos. En el área 1, la sismicidad está asociada a la llegada de la Dorsal de Nazca, el área 2, asociada a un posible hundimiento de la placa y el área 3, a la llegada de fractura de Mendaña.

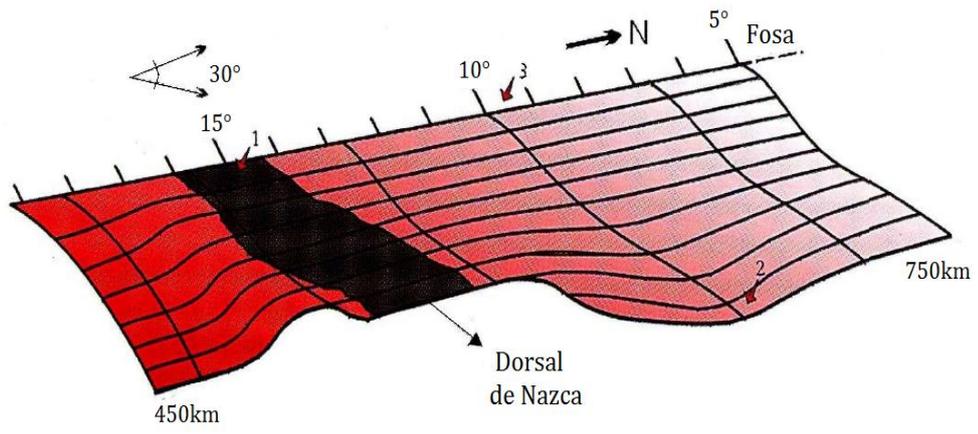


Figura 4.13: Esquema de la Geometría de la Placa de Nazca de Bernal y Tavera (2002).

CAPÍTULO V

NIDOS DE SISMICIDAD EN EUROPA Y SUDAMÉRICA

El término “Nido sísmico” define a una actividad sísmica intensa en gran volumen que se produce de manera aislada de las otras zonas sísmicas de menor actividad; es decir, define la ocurrencia de un conjunto de eventos sísmicos en un área específica. En general, los nidos sísmicos son distintos de los enjambres sísmicos, los cuales son concentraciones temporales de actividad sísmica, en cambio, los nidos sísmicos persisten durante décadas. La definición de lo que representa un nido sísmico es algo arbitrario; ya que pueden ser atribuidos a distintos fenómenos. Hay muchas regiones en las que se observa agrupaciones de la actividad sísmica, asociadas a la subducción de las placas, que pueden ser categorizadas como nidos sísmicos. Zarifi y Havskov (2003), sugieren que un nido sísmico se define por la sismicidad estacionaria dentro de un volumen que es sustancialmente más activo que sus alrededores. Ejemplo de esta sismicidad son el Nido de Bucaramanga en Colombia donde la sismicidad es atribuida al choque de las placas de Nazca, Caribe y Continental. Otros nidos se observan a través de las redes sísmicas locales como el de Vrancea de Rumania, y el Hindu Kush, Afganistán (Oncescu, 1984; Oncescu y Trifu, 1987; Chatelain et al., 1980 y Tavera, 1991) (ver Figura 5.1). Probablemente, fue Santo (1969a, 1969b) quien primero utilizó el término nido sísmico para referirse al cluster de profundidad intermedia observada en Bucaramanga. El término nido se utilizó para distinguirlos de los enjambres sísmicos o de las secuencias de réplicas.

El marco tectónico en el cual se ha desarrollado cada nido sísmico es complejo y en todos los casos hay un debate sobre aspectos importantes de la configuración tectónica, específicamente si la subducción está involucrada, o si la colisión de placas a profundidad es responsable de las altas tasas de actividad. A continuación, se describe algunos nidos de sismicidad importantes en el mundo:

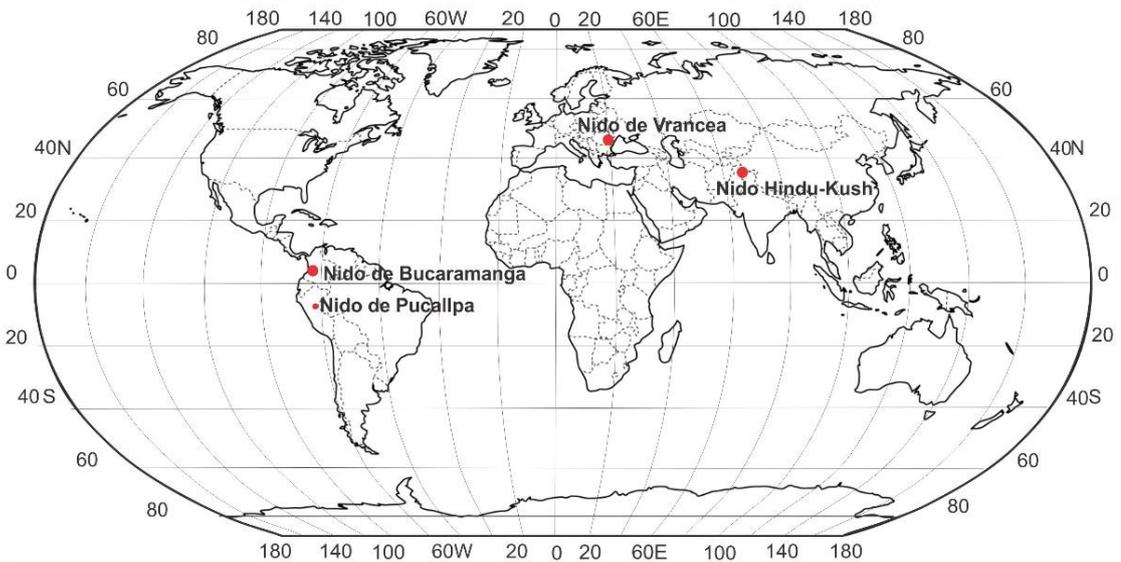


Figura 5.1: Mapa de la ubicación de los nidos de Vrancea, Bucaramanga, Hindu-Kush y Pucallpa. (Fuente: Thinglink)

- **Nido de Vrancea:**

La región de Vrancea es una de las zonas sísmicas más activas de Europa y se encuentra al SE del sistema montañoso Cárpatos en Rumania. La convergencia de las placas al Norte y Este de Cárpatos parece ser actualmente inactiva; mientras que, al SE de Cárpatos donde se encuentra el nido de Vrancea parece estar activa. El Nido de Vrancea tiene un área alrededor de 20 x 50 km y profundidades entre 70 y 180 km (Sperner et al., 2001). En este nido se ha reportado la ocurrencia terremotos significativos, con magnitudes de 7.4 Mw (1940), Mw 7.7 Mw (1977), y Mw7.1 Mw (1986), en algunos casos produjeron más de 1000 muertes, Bose et al, 2009; Oncescu et al., 1999; Oth et al, (2008, 2009). La región de Vrancea marca la parte más joven de la subducción de los Cárpatos y es probablemente uno de los casos mejor estudiados debido a su proximidad a una gran área urbana (La Figura 5.2).

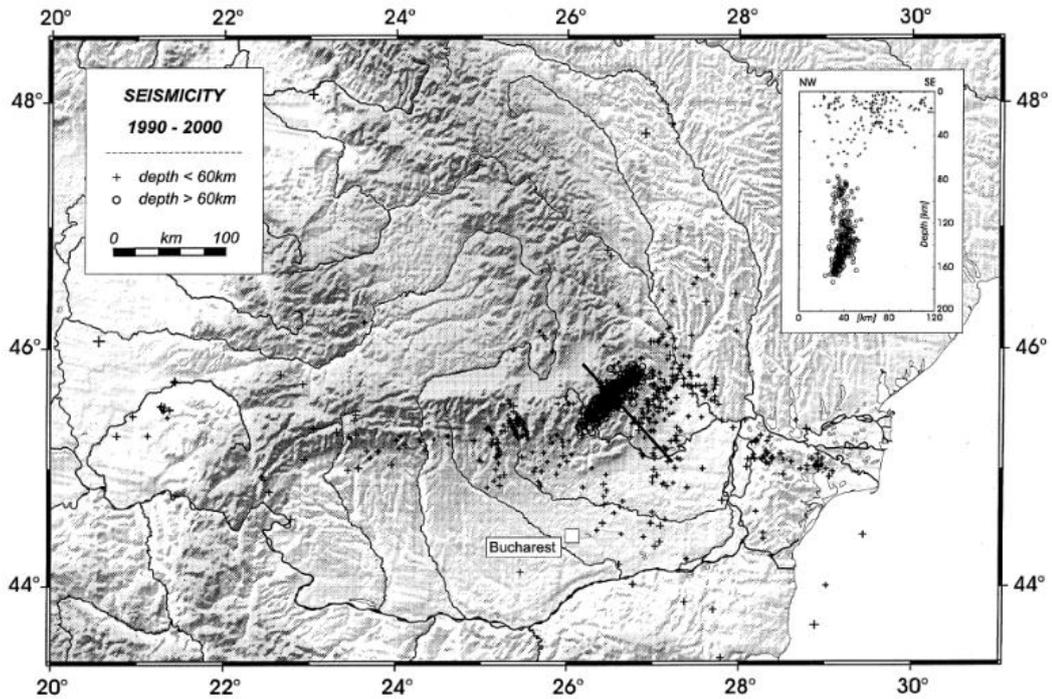


Figura 5.2: Mapa de ubicación de la sismicidad del Nido de Vrancea. El recuadro indica la proyección de hasta 50 km de distancia de cada lado de la línea de perfil (Sperner et al., 2001).

La distribución de la sismicidad en la región de Vrancea (Rumania) ha sido estudiada por varios autores (Radu, 1974; Roman, 1970; Oncescu, 1984; Oncescu, 1986; Trifu, 1981, Isacks y Molnar; 1971, Oncescu y Trifu, 1987; Trifu, 1981, Tavera 1991; Sperner et al., 2001) y se han propuesto muchas hipótesis para tratar de explicar las principales características sismogénicas del Nido de Vrancea.

Tavera (1991) con el estudio de los terremotos de 1977, 1986 y 1990, usando el método de inversión desarrollado por Nabeleck (1984), obtuvo parámetros focales a partir de ondas P y S, proponiendo un modelo tectónico. Durante la formación de los Cárpatos al SE probablemente se produciría una ruptura de la litosfera que se hunde en el manto a profundidades de 40 km y la subducción va en dirección NO del arco de Cárpatos (Figura 5.3). Todo este proceso produciría grandes terremotos en el pasado y la pieza desacoplada actualmente alcanzaría profundidades de hasta 170km. A diferencia de la parte NE que todavía seguiría unida y esta es probablemente la responsable de la actividad sísmica entre 60 y 100 km de profundidad. La actividad sísmica a profundidades de 120 y 170 km, es probablemente debido al reajuste de la litosfera (Figura 5.3a). La litosfera al SO – NE

que se sumerge debajo del mar de Cárpatos, se rompería producto de tensiones al sumergirse en la Astenósfera, el área sin forma tiene un ángulo aproximado de 70°. Lo cual demostraría que la pieza de litosfera estaría a punto de romperse (Figura 5.3b).

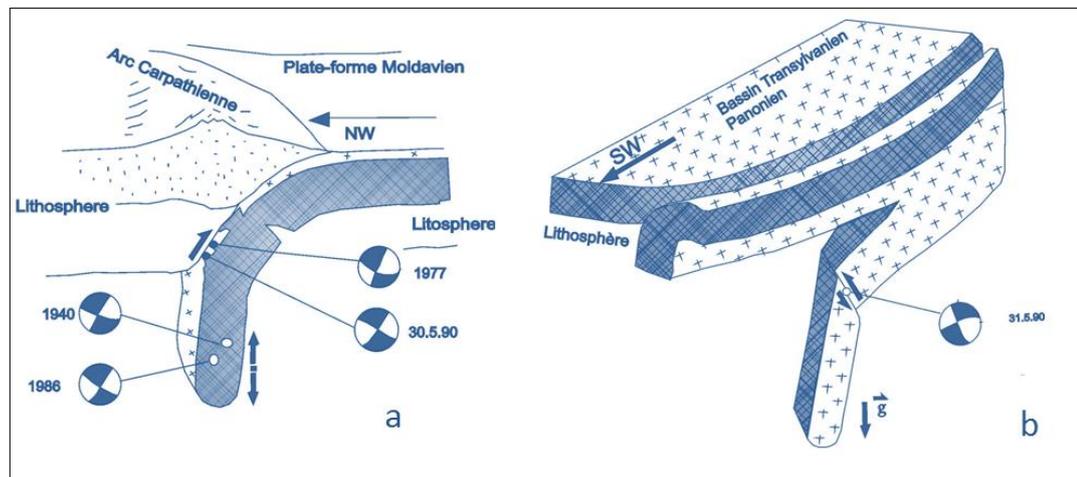


Figura 5.3: Esquema del modelo sismotectónico propuesto por Tavera, (1991). (a) El movimiento de la pieza de la litosfera producida por los terremotos de 1977 y el 30 de mayo de 1990 del Plano de Benioff. (b) Movimiento de pedazo de litosfera producida por la réplica del 31 de mayo de 1990 en un plano orientado NO-SE perpendicular a la dirección de la subducción.

- **Nido de Bucaramanga:**

El esquema tectónico que presenta Colombia es consecuencia de la interacción de tres placas litosféricas: Nazca, Caribe, y Sudamérica. La placa Nazca se desplaza con un movimiento relativo de entre 50 mm/año y 78 mm/año, la placa Caribe entre 10 y 22 mm/año y la placa Sudamericana entre los 6 y 16 mm/año (Pennington, 1981; Kellogg et al., 1989; Freymueller et al., 1993; Kellogg y Vega, 1995; Taboada et al., 2000; Trenkamp et al., 2002; Suter et al., 2008). Varios modelos (Cortés y Angelier, 2005; Pennington, 1983; Taboada et al., 2000) sugieren que una porción de la placa del Caribe subduce hacia el Sureste, y el Nido de Bucaramanga se encuentra dentro de ella. Otro modelo propuesto por Van der Hilst y Mann (1994), sugiere que el nido Bucaramanga se encuentra en la placa de Nazca en un segmento que ellos denominan el slab redefinido de Bucaramanga. Un tercer modelo sugerido recientemente por Zarifi et al. (2007), basado en la sismicidad y mecanismos focales de terremotos ocurridos en el nido de Bucaramanga nido sugiere que la colisión entre placas de

Nazca y el Caribe en profundidad es responsable de la sismicidad nido de Bucaramanga.

El nido de Bucaramanga es una concentración única de la actividad sísmica a profundidades del orden de 160 km por debajo de la superficie y con aproximadamente un evento de 4.7 Mw por mes, (Trygvasson y Lawson, 1970; Pennington et al., 1979; Schneider et al., 1987). En comparación con otras concentraciones de sismos de profundidad intermedia, el nido de Bucaramanga tiene una mayor tasa de actividad, un volumen de origen más pequeño, y un aislamiento más claro de la actividad en las inmediaciones (Schneider et al., 1987). Zarifi y Havskov (2003) mostró que el nido Bucaramanga tiene por lo menos cinco veces más eventos por unidad de volumen en comparación con otros nidos.

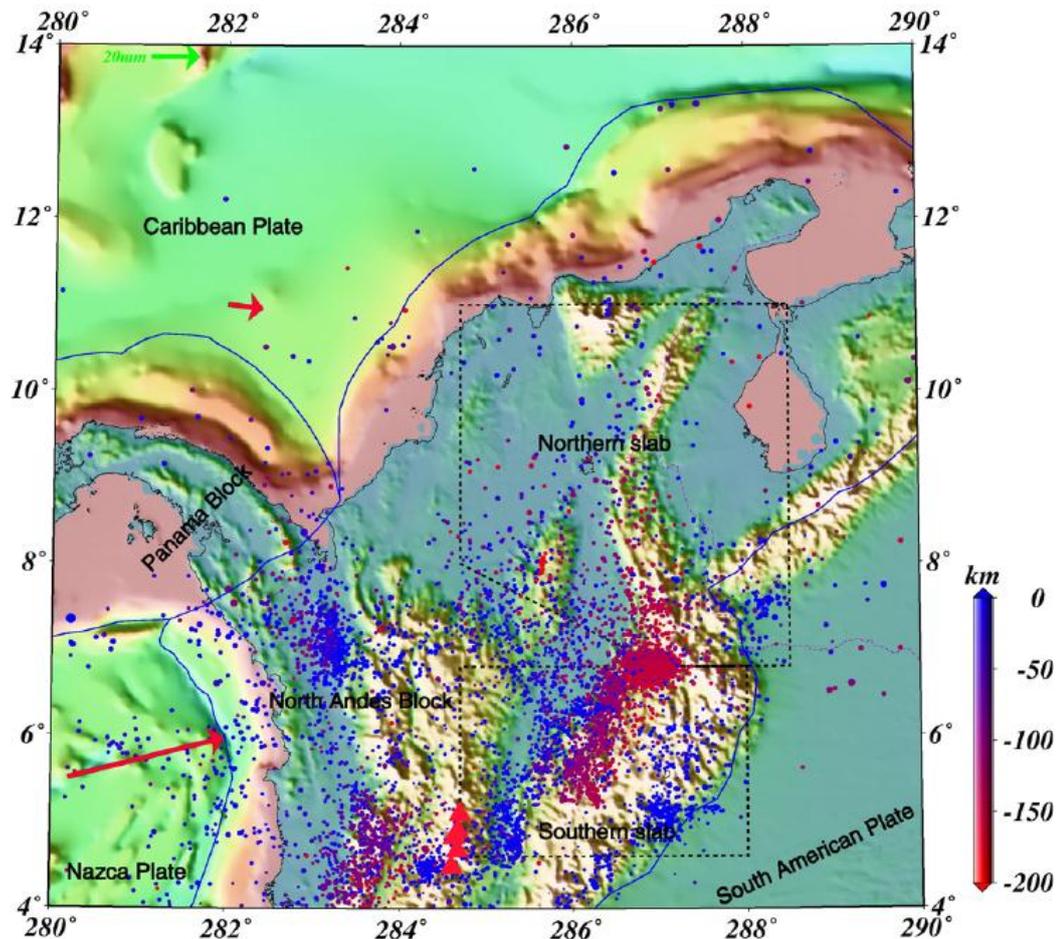


Figura 5.4: Sismotectónica de Colombia. Los círculos de colores indican los epicentros de los terremotos de la red Nacional de Colombia. Los triángulos rojos indican los volcanes, (las líneas azules el contacto de las placas y las flechas rojas la dirección de la convergencia de las placas (Zarifi y Havskov; 2003).

- **Nido de Pucallpa**

La actividad sísmica presente en la región central del Perú, está asociada al proceso de subducción de las placas de Nazca bajo la Sudamericana con una velocidad promedio de 8-10 cm /año (DeMents, 1990). La interacción entre estas placas está ligada al contacto sismogénico fuertemente acoplado que genera gran sismicidad de diversas magnitudes y a diferentes niveles de profundidad. Muchos autores han llamado la atención sobre la presencia de un gran número de sismos con epicentros en el entorno de la localidad de Pucallpa (Stauder, 1975; Cahill y Isacks; 1992; Schneider y Sacks, 1988; Tavera y Buforn, 2001), todos con focos entre 100 y 150 km de profundidad (Figura 5.5); sin embargo, solo Schneider y Sacks (1988) plantearon la posibilidad de que la sismicidad se deba al posible proceso de resubducción de la Placa de Nazca. A diferencia, de los demás investigadores que utilizan datos telesísmicos, Schneider y Sacks (1988) usan datos de una red sísmica local lo que permitió observar a detalle la distribución espacial de la sismicidad.

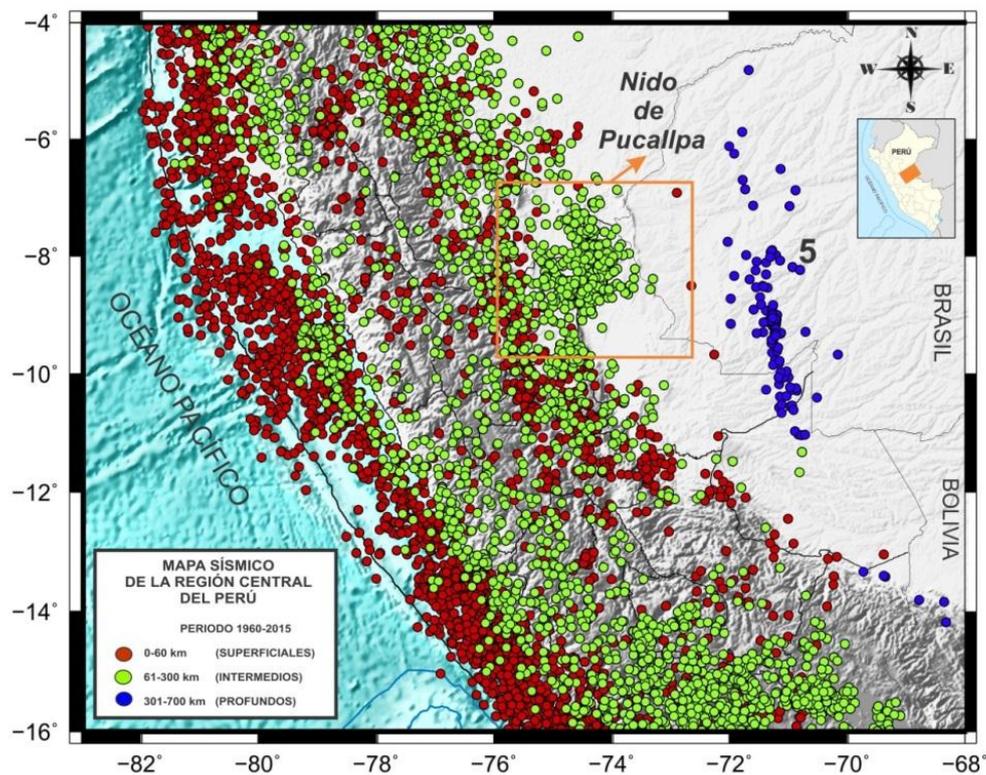


Figura 5.5: Mapa sísmico de la región central del Perú. El cuadrado naranja indica la ubicación del Nido de Pucallpa.

En este estudio se considera información procedente de la Red Sísmica Nacional del Perú que en los últimos 10 años ha incrementado notablemente el número de estaciones, lo cual permite contar con información cuyos parámetros sísmicos fueron mejor determinados. En la Figura 5.5 se observa la concentración de sismos en el llamado Nido de Pucallpa y que es el objetivo de este estudio.

5.1. SELECCIÓN DE DATOS

Para realizar el siguiente estudio se considera los datos extraídos del catálogo sísmico del Instituto Geofísico del Perú (IGP) y del catálogo de England et al (2002), para el periodo 1960-2015. Para homogenizar ambos catálogos, se considera sismos de magnitud mayor e igual 4.5 Mw, llegando a contar con una base de datos de 3262 eventos con focos a profundidades superficiales ($h \leq 60$ km), intermedios ($61 < h \leq 300$ km) y profundos ($h > 301$ km). Con esta base de datos, se ha construido mapas y perfiles de sismicidad a fin de realizar el análisis en detalle de la sismicidad presente en la región central del Perú (Figura 5.6).

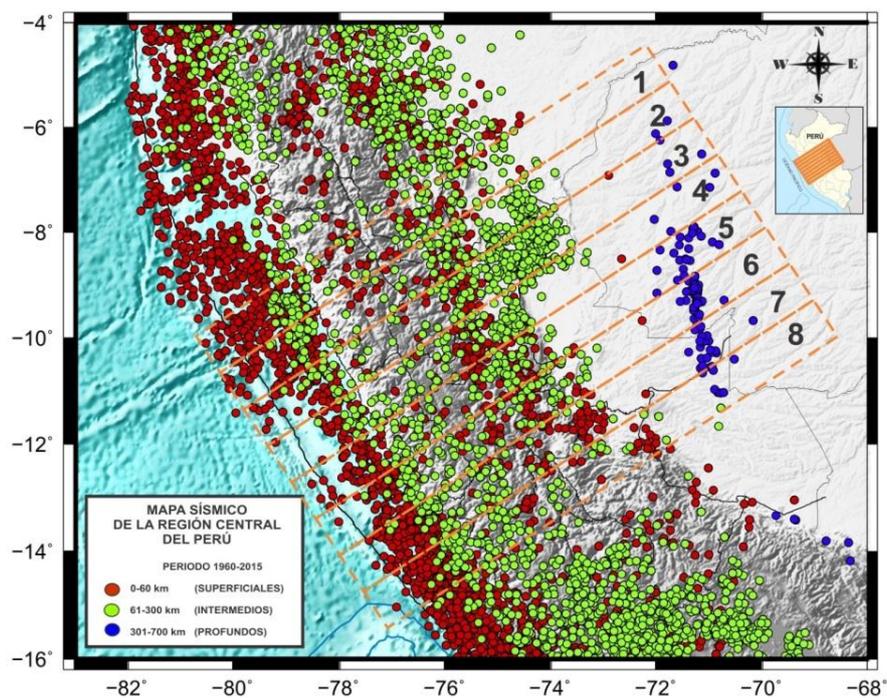


Figura 5.6: Geometría de los perfiles considerados para la región central del Perú.

5.2. SISMICIDAD EN LA REGIÓN CENTRAL

La actividad sísmica presente en la región central del Perú se debe al proceso de convergencia de la placa de Nazca bajo la Sudamericana, cuyo efecto secundario da origen a la deformación cortical presente en la zona andina y subandina. Dicho proceso es la responsable de la ocurrencia de los sismos con mayor magnitud que se hayan producido frente a la línea de la Costa (Dorbath et al, 1990; Tavera y Bufforn, 2001), todos están asociados al contacto sismigénico interplaca. Estos sismos son frecuentes en el tiempo y en un año es posible registrar la ocurrencia de 60 sismos con magnitudes $m_b \geq 4.5$ que en general son sentidos en las localidades cercanas a la línea de la costa. Otras fuentes de actividad sísmica superficial la constituyen las fallas geológicas que se encuentran distribuidas en el interior del continente, mayormente concentradas en la zona subandiana del Perú. La sismicidad de foco intermedio está asociada a la deformación interna de la placa a niveles de profundidades mayores a 60 km. Esta fuente ha dado origen a sismos con magnitudes de hasta 7.0 Mw y en general, han producido en superficie niveles de sacudimiento que han dado origen a procesos de licuación de suelos en los valles de las zonas andinas y Subandinas. Por otro lado, la sismicidad de foco profundo presente en los límites con Brasil y Bolivia desde el punto de vista geofísico es aun discutido por muchos investigadores, pero en general se atribuye la hipótesis de la existencia de un trozo de corteza oceánica remanente de una paleo subducción (Chandra, 1970; Isacks y Molnar, 1971; Kikuchi y Kanamori, 1994, Okal y Bina, 2001; Tavera y Manrique 2003).

5.2.1. Distribución espacial de la sismicidad

En la región central del Perú la distribución espacial de la sismicidad sigue el patrón descrito por Stauder, (1975); Barazangi y Isacks (1976); Cahill y Isacks, (1992); Tavera y Buform, (1998); Tavera y Buform, (2002); es decir, los sismos de foco superficial ($h \leq 60$ km), están asociados al proceso de fricción de las placas de Nazca y Sudamericana, se concentran frente a la línea de costa y en el interior del continente sobre la Cordillera de los Andes y sobre las principales áreas de deformación definidas por la presencia de fallas y al proceso de subsidencia del escudo brasileño. Los sismos de foco intermedio ($61 < h \leq 300$ km.), se concentran a

ambos extremos de la Cordillera Oriental y la Zona Subandina y en mayor número en el extremo oriental sobre la localidad de Pucallpa. Estos sismos tienen su origen en la deformación interna de la placa de Nazca que se desplaza por debajo de la cordillera. La sismicidad de foco profundo ($h > 301 \text{ km}$), se encuentra principalmente en los límites Perú-Brasil y que siguen un alineamiento de N-S; mientras que, en el límite Perú-Bolivia se alinea en dirección E-O, siendo menos numerosos. En ambos casos, los sismos deberían su origen a un bloque roto de litosfera que se sumerge en el manto (Kikuchi y Kanamori, 1994).

5.2.2. Distribución en profundidad.

Para un mejor análisis de la información sísmica en función de la profundidad de sus focos, se procede a elaborar perfiles de sismicidad orientados en dirección NE. Para toda la región Central del Perú se considera 8 perfiles de acuerdo a la Figura 4.6. Cada perfil tiene un ancho de 100 km aproximadamente y una longitud de hasta 1400 km, llegando a considerar la actividad sísmica superficial asociada netamente al proceso de subducción, la actividad intermedia y profunda. Para su análisis los perfiles fueron enumerados de Norte a Sur (1, 2, 3, 4, 5, 6, 7,8) respectivamente y sus características son discutidas a continuación:

Perfil 1: La distribución de sismos en función de la profundidad de sus focos permite distinguir un alineamiento cerca de la línea de la fosa hasta profundidades de 120 km aproximadamente y un alcance horizontal de hasta 800 km y a partir de la cual se observa una disminución de sismos para luego presentarse a la distancia de más de 550 km hasta los 800km (Figura 5.7).

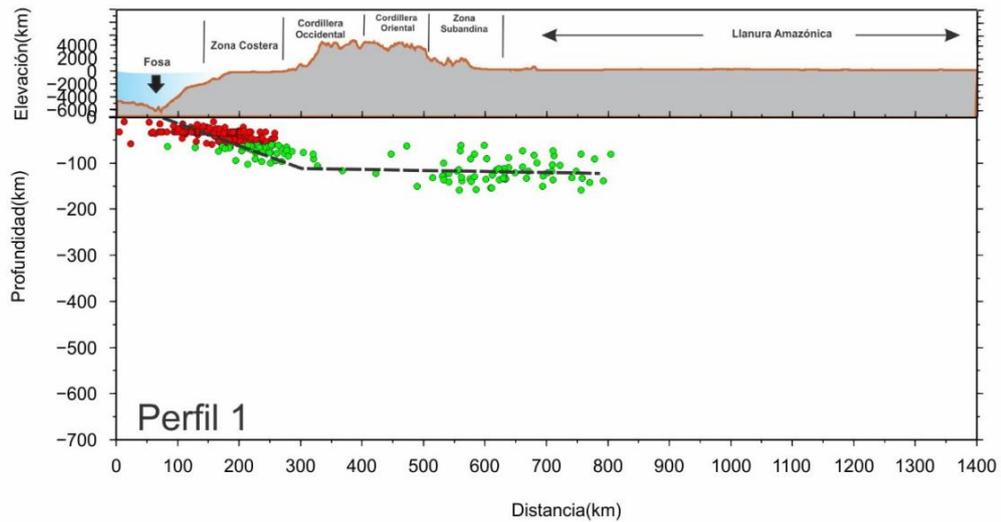


Figura 5.7: Perfil 1, sección vertical de la sismicidad en función de la profundidad de sus focos.

Perfil 2: Se observa que la sismicidad se incrementa en función de su profundidad formando dos grupos: el primero desde la línea de la fosa hasta una distancia de 250-300 km con profundidades no mayores a 120 km y siguiendo una línea de inclinación del orden de 25° a 30°. El segundo grupo aparece a partir de esta distribución y hasta los 850 km la sismicidad se distribuye de manera subhorizontal, pero entre 700 y 850 km, de distancia se observa un notable incremento de la sismicidad, llegando hasta profundidades de 150 km (Figura 5.8).

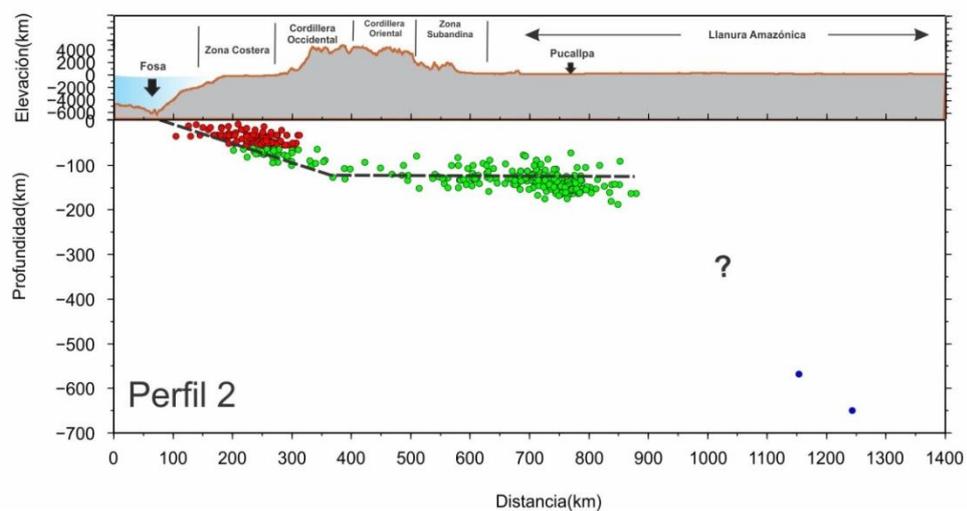


Figura 5.8: Perfil 2, sección vertical de la sismicidad en función de la profundidad de sus focos.

Perfil 3: La distribución de los sismos sigue el mismo patrón descrito anteriormente. Los focos se distribuyen desde la fosa, según una línea con pendiente de 25° a 30° hasta una profundidad de 120 km, manteniéndose horizontal hasta la distancia de 500 km. Entre 700 y 900 km de distancia se observa el notable incremento de la sismicidad y cuyo análisis será discutido posteriormente. Los sismos con profundidades mayores a 500 km se distribuyen a distancias entre 1000-1300 km desde la fosa (Figura 5.9).

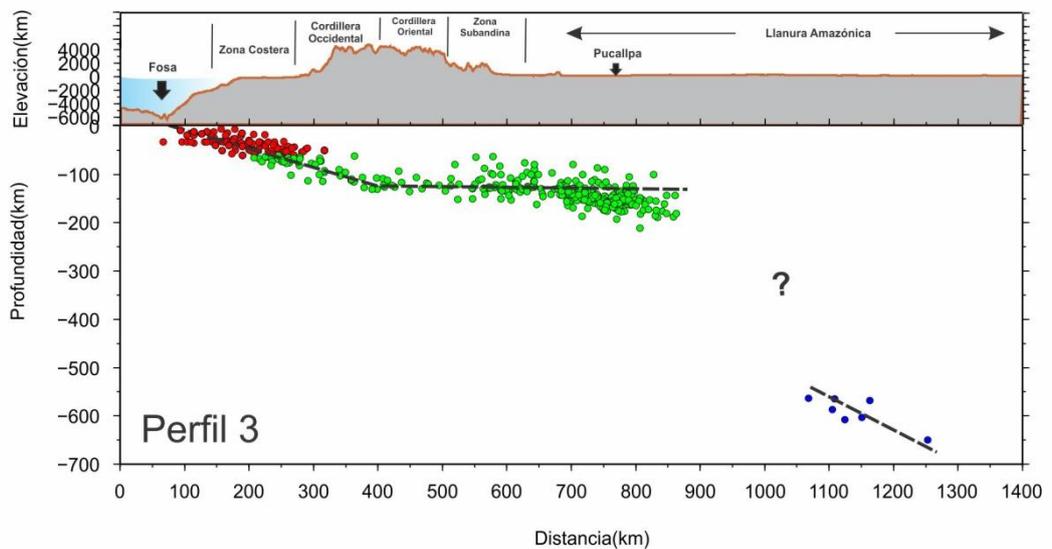


Figura 5.9: Perfil 3, sección vertical de la sismicidad en función de la profundidad de sus focos.

Perfil 4: La distribución de sismos en profundidad distingue un agrupamiento cerca de la línea de la fosa hasta profundidades de 120 km con un ángulo de inclinación de aproximadamente 25° a 30° y un alcance horizontal de 800 km. La sismicidad de foco profundo se distribuye a partir de una distancia de 1000-1200 km a una profundidad de más 550 km (Figura 5.10).

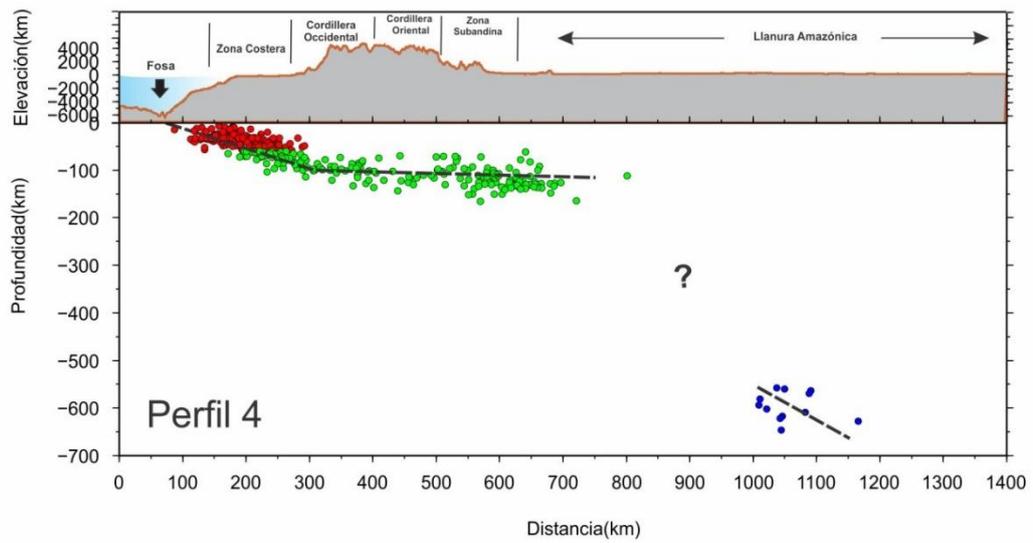


Figura 5.10: Perfil 4, sección vertical de la sismicidad en función de la profundidad de sus focos.

Perfil 5: El número de sismos disminuye considerablemente respecto a los perfiles anteriores; sin embargo, estos tienden a distribuirse formando dos grupos. El primero muestra que los sismos se distribuyen de Oeste a Este siguiendo una pendiente de 25° - 30° aproximadamente hasta 120 km de profundidad, para luego distribuirse de manera casi horizontal hasta una distancia de 650km desde la fosa. El segundo grupo, considerando a los sismos que se presentan a profundidades mayores a 500 km, los mismos que se incrementan a distancias entre 900-1100 km desde la fosa (Figura 5.11).

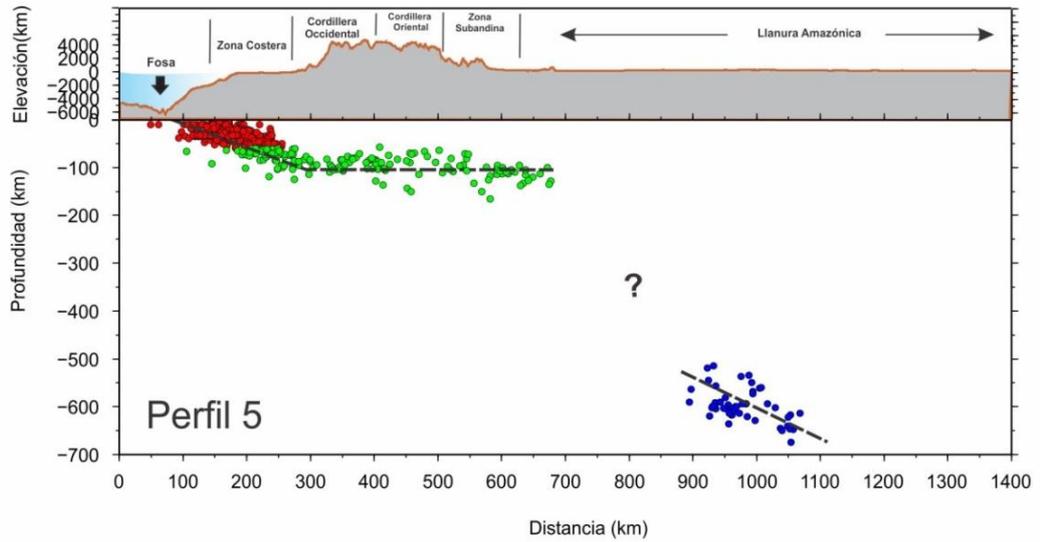


Figura 5.11: Perfil 5, sección vertical de la sismicidad en función de la profundidad de sus focos.

Perfil 6: La distribución de los sismos es similar a la anterior, se distribuye cerca de la línea de la costa con una pendiente de 25° - 30° para luego distribuirse de manera casi horizontal hasta una distancia de 700km desde la fosa. La actividad de foco profundo se distribuye con un alcance horizontal de 850-1000 km (Figura 5.12).

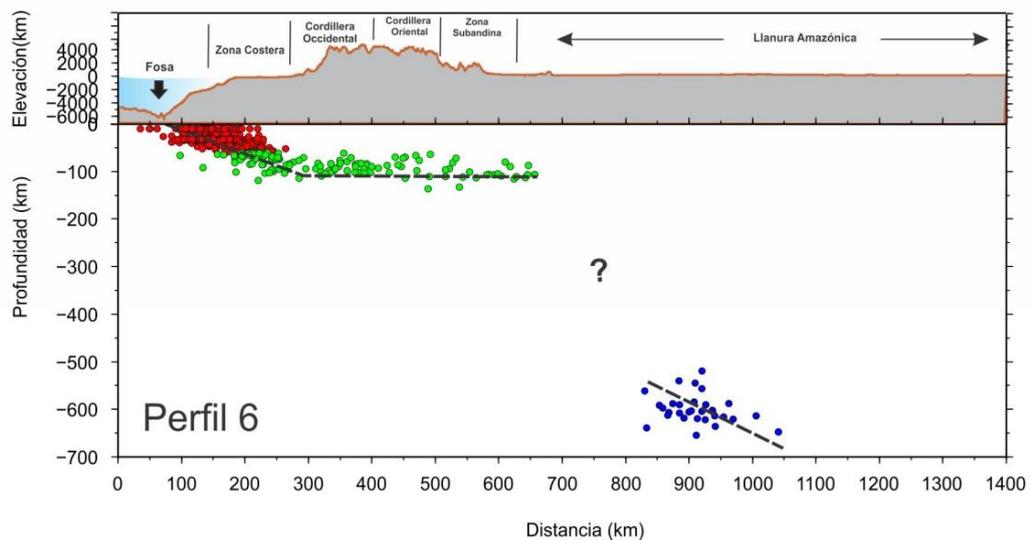


Figura 5.12: Perfil 6, sección vertical de la sismicidad en función de la profundidad de sus focos.

Perfil 7: La sismicidad se distribuye en profundidad desde la línea de fosa, con pendiente del orden de 25° a 30° hasta profundidades de 100km a partir de la cual estos se distribuyen de manera prácticamente horizontal hasta distancias de 650 km. Los sismos de foco profundo se encuentran por debajo de la Llanura Amazónica, entre distancias que van entre los 800 a 1000 km y a profundidades entre 550 a 650 km (Figura 5.13).

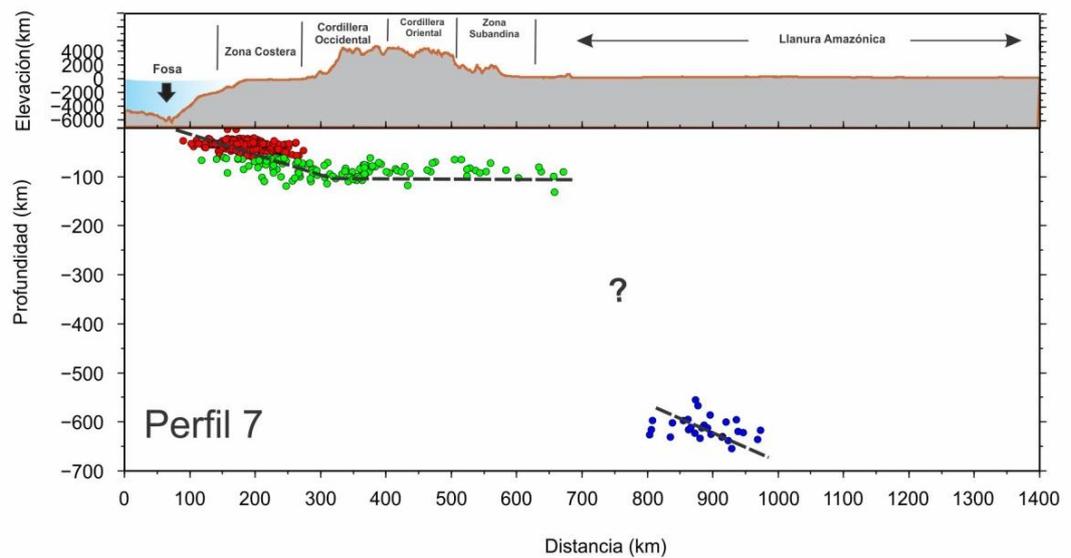


Figura 5.13: Perfil 7, sección vertical de la sismicidad en función de la profundidad de sus focos.

Perfil 8: La sismicidad se distribuye similar al anterior perfil. Los sismos se distribuyen sobre una línea que sigue una pendiente de 30° hasta profundidades de 100km, para luego distribirse de manera horizontal hasta distancias de 700 km desde la fosa. La sismicidad de foco profundo se distribuye a distancias que van de 850 a 1000km (Figura 5.14).

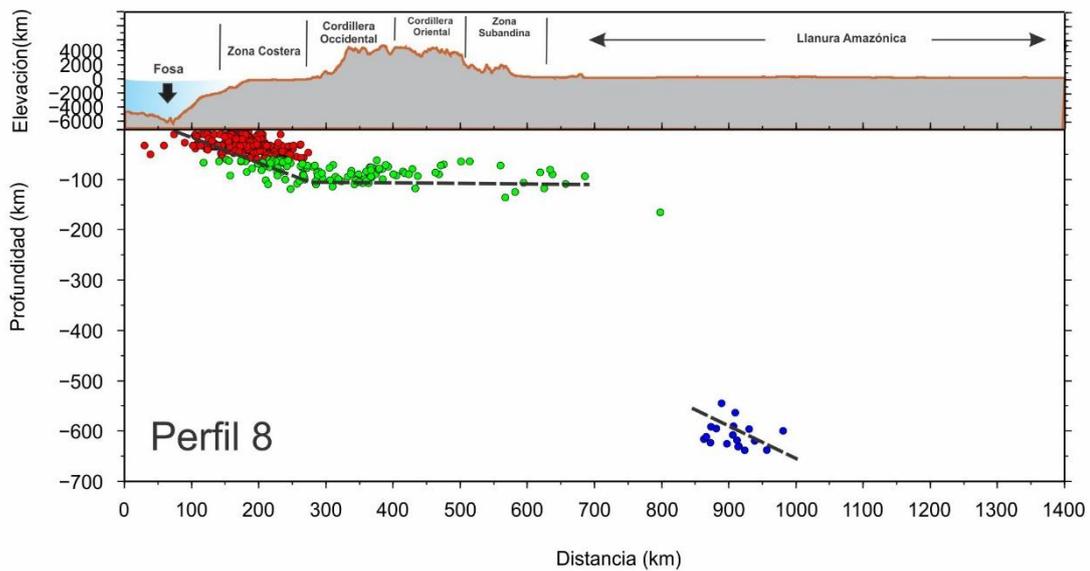


Figura 5.14: Sección vertical en función de la profundidad de sus focos (Perfil 8).

Asumiendo que la sismicidad intermedia sugiere la forma de la placa de Nazca dentro del proceso de subducción, el análisis de la sismicidad en los 8 perfiles, indica que la placa alcanza diferentes distancias desde la fosa, siendo menor en el extremo sur, cerca de la deflexión de Abancay.

El análisis detallado en profundidad de la sismicidad de los perfiles 2 y 3 permite observar un incremento inusual de sismicidad por debajo de la ciudad de Pucallpa, la misma que se incrementa entre profundidades de 100 y 150 km, y con un rango de 10 sismos por mes; es decir, 5000 veces mas que los sismos que ocurren en las áreas circundantes. En la Figura 5.15 se observa que esta sismicidad se distribuye de manera horizontal hasta alcanzar la distancia de 700 km desde la fosa, para luego mostrar un cambio en su distribución hasta alcanzar los 850 km de distancia. Este incremento de sismicidad en profundidad lo hace mostrando una alineación de sismos que sigue un α de 28°; similar a lo observado al inicio del proceso de subducción de placas.

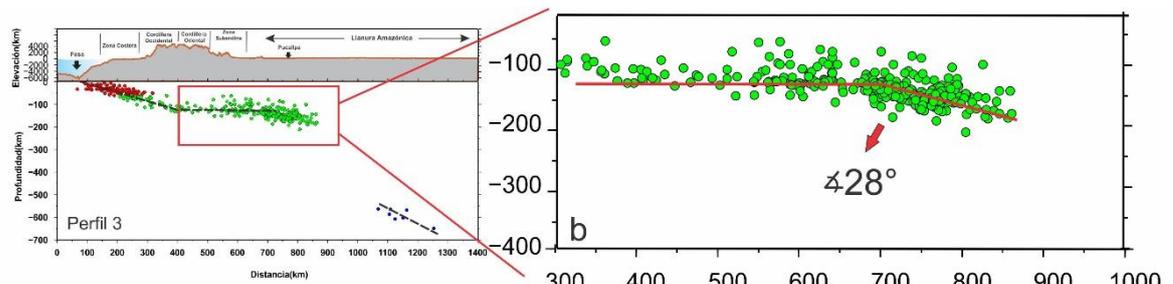


Figura 5.15: Sección vertical en función de la profundidad (Perfil 3) (a). Zona de resubducción bajo la localidad de Pucallpa (b).

Este cambio en la distribución de la sismicidad sugiere que la placa de Nazca se contorsiona dando origen a un nuevo proceso de resubducción de la placa, tal como lo sugiere Schneider y Sacks (1988). Dentro del contexto geodinámico a mayor escala y considerando la presencia de la actividad sísmica profunda, esta resubducción de la placa oceánica sería el inicio de una ruptura de la misma y que explicaría la presencia de la actividad sísmica profunda. Según Stauder, (1975); Cahill y Isack, (1992); Tavera y Bufforn, (1998), la sismicidad profunda está asociada a la deformación interna que se produce en un trozo de placa litosférica que flota en el manto. El origen de esta placa estaría en el proceso de resuducción de la placa propuesto en esta investigación (Figura 5.9).

CAPÍTULO VI

ANÁLISIS DE LA DEFORMACIÓN CENTRAL DEL PERÚ

La sismotectónica de la región central del Perú se caracteriza por la subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana; dando lugar al desarrollo de diferentes modos de deformación que caracteriza a los esfuerzos compresivos y extensivos. Estas deformaciones son el resultado de la presencia de esfuerzos de compresión caracterizada por la orientación de su eje P y su extensión caracterizada por la orientación de su eje T. Las orientaciones de los ejes P y T son utilizadas con este estudio para identificar el tipo de deformación que se produce. Por lo tanto, es necesario analizar la distribución espacial y en profundidad de los esfuerzos a fin de comprender los procesos de deformación que controlan la geodinámica en la región central del Perú.

En este capítulo se realiza el análisis de estado de esfuerzos presentes en el borde centro oriental de la placa y para ello se utiliza la base de datos procesados y recopilados por CMT Harvard (Global Centroid Moment Tensor) para sismos ocurridos en la región central del Perú entre los años 1960 y 2015. Esta base de datos es la más completa y homogénea disponible para su uso en investigación.

6.1. DATOS

La base de datos utilizada en este estudio fue extraída del catálogo desarrollado en el Proyecto Global “Centroid Moment Tensor” (CMT). Este proyecto fue iniciado Adam Dziewoński en la Universidad de Harvard y consiste en la determinación sistemática, de los tensores momento para los terremotos con $M > 5.5$ ocurridos a nivel mundial. El catálogo CMT, contiene más de 25.000 datos de terremotos desde 1976. Las

soluciones proporcionadas por el CMT para cada evento sísmico permiten conocer la localización del mismo en el tiempo y espacio (latitud, longitud), profundidad del centroide, orientación de la ruptura (mecanismo focal) y el momento sísmico (M_0) (Figura 6.1).

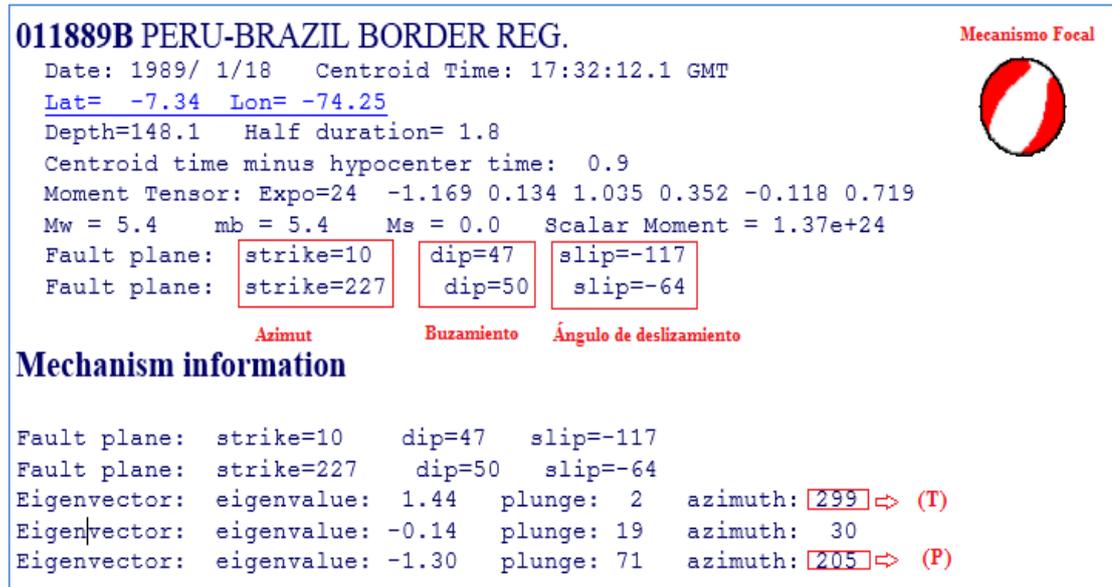


Figura 6.1: Ejemplo de los parámetros de la fuente, proporcionado por la Universidad de Harvard.

La base de datos utilizada en este estudio compila parámetros focales de sismos ocurridos en la región central del Perú para el periodo 1960-2015 y está constituido por 693 eventos de foco superficial, intermedio y profundo. Debido a que el presente capítulo está centrado en analizar la influencia de los esfuerzos en la deformación de la Placa de Nazca dentro del proceso de la subducción, se hace énfasis en el Nido de Pucallpa, la base de datos fue filtrada de manera que se priorizaron los eventos ocurridos, con el proceso de subducción de la placa de Nazca en la región central del Perú.

6.2. ANÁLISIS DE MECANISMOS FOCALES

Para realizar el análisis detallado de los mecanismos focales en la región central, se ha seleccionado 45 eventos con foco intermedio ($61 < h \leq 300 \text{ km}$), magnitudes $\geq 5.3 \text{ Mw}$ y 20 eventos con foco profundo ($h > 301 \text{ km}$) con magnitudes $\geq 5.5 \text{ Mw}$.

- **Mecanismos focales para eventos de foco intermedio ($61 < h \leq 300 \text{ km}$)**

En la Figura 6.2 se muestra la distribución en superficie de los mecanismos de eventos de foco intermedio, los cuales describen procesos de deformación de tipo normal. En general, se observa la presencia de dos grupos, el primero identificado con la letra *I1* considera a los sismos ocurridos cerca de la costa, y el segundo *I2*, considera la concentración de sismos sobre la región de Pucallpa sobre un área aproximada de 24642 km^2 , denominada en este estudio como Nido de Pucallpa, la cual es notoria en las coordenadas 8°S y 72°W . La mayoría de mecanismos de ruptura de tipo normal sigue una orientación con planos nodales NO-SE y eje de extensión (T) prácticamente horizontal. Los mecanismos indicarían el desarrollo de un proceso de ruptura por extensión, coherente con el tipo de deformación que se produce en el interior de la placa oceánica por debajo del continente.

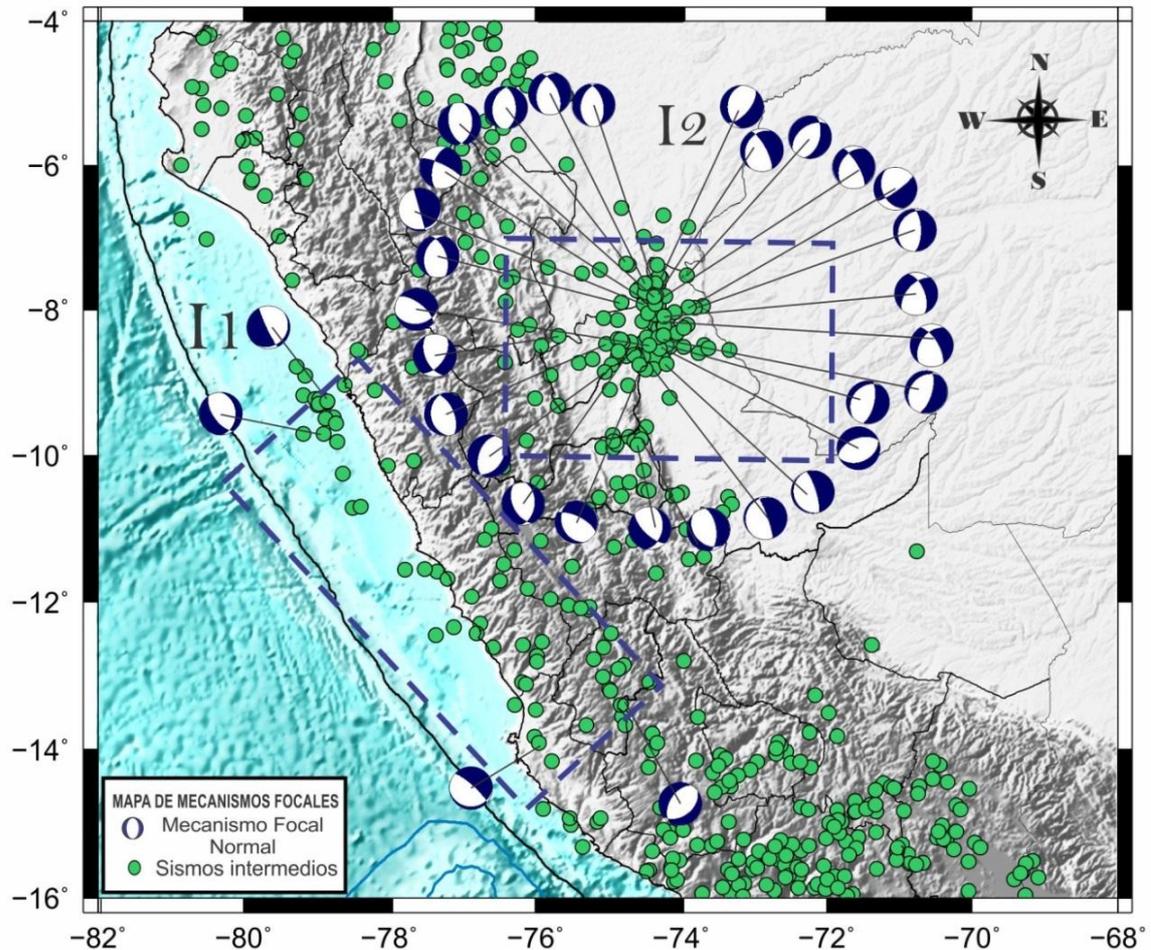


Figura 6.2: Distribución de mecanismos focales del tipo de extensión (normales) correspondientes a sismos de foco intermedio presentes en la región central del Perú.

Los mecanismos focales de tipo inverso (Figura 6.3) corresponden a sismos que se distribuyen de manera similar a lo descrito anteriormente. Un primer grupo *I3*, considera a los sismos que se encuentran cerca de la línea de la fosa y la zona costera entre los 10° y 16° de latitud Sur. En este caso los planos de falla tienen una orientación NO-SE y algunos con eje de compresión (P) prácticamente horizontal.

El segundo grupo *I4*, presenta 4 eventos ocurridos a profundidad intermedia por debajo de la ciudad de Pucallpa. En esta zona, la orientación de los planos de falla es de N-S.

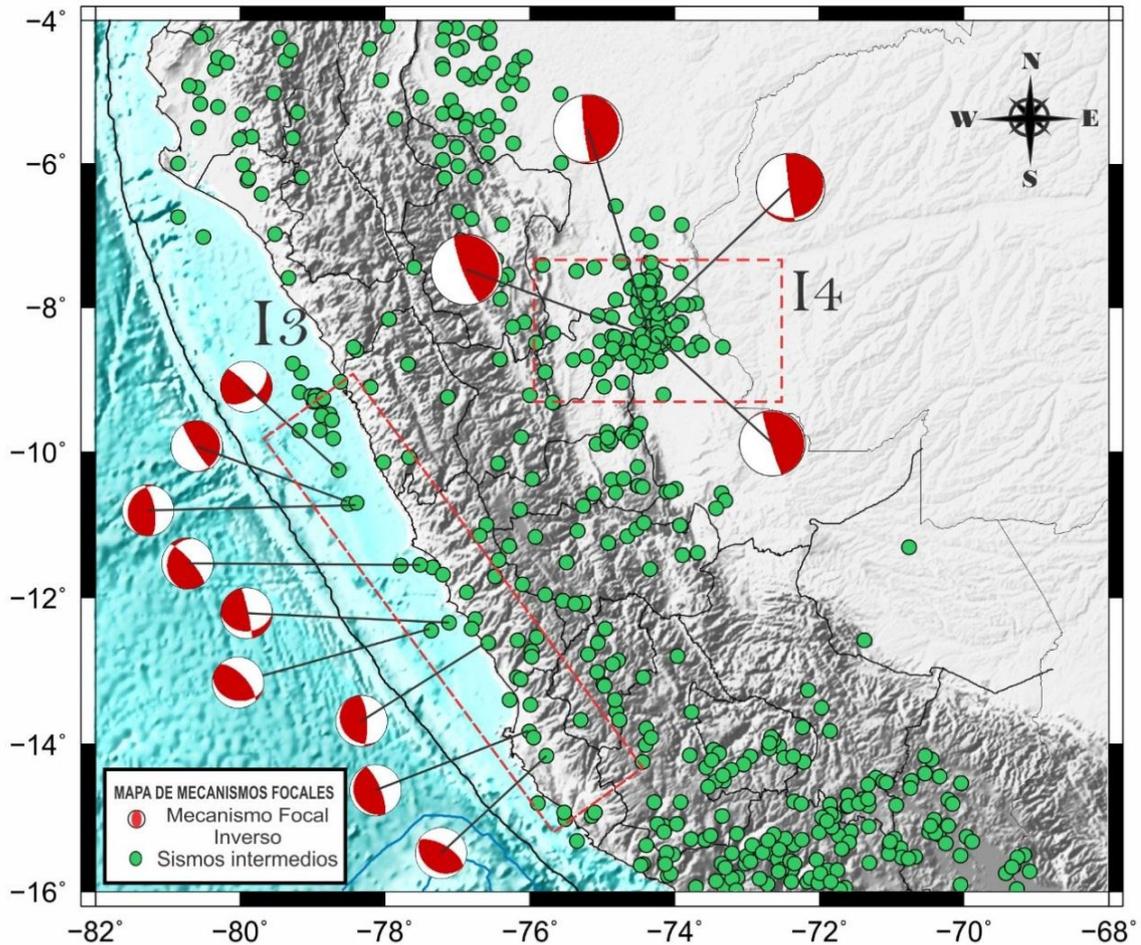


Figura 6.3: Distribución de mecanismos focales del tipo compresional (inversos) correspondientes a sismos de foco intermedio presentes en la región central del Perú.

- **Mecanismos focales para eventos profundos ($h > 301\text{km}$)**

Los mecanismos de tipo extensional correspondiente a sismos de foco profundo, forman el grupo denominado P1 y ellos se encuentran distribuidos en la frontera de Perú-Brasil. Los planos nodales de estos mecanismos focales están orientados en dirección N-S y su eje de extensión (T) prácticamente horizontal. Estos eventos explicarían los procesos de deformación interna de placa a niveles de profundidad de 500-700 km. Estos sismos deberían su origen en un trozo de litosfera que flota a estos niveles de profundidad y que estaría lo suficientemente rígida como para producir estos terremotos (Figura 6.4).

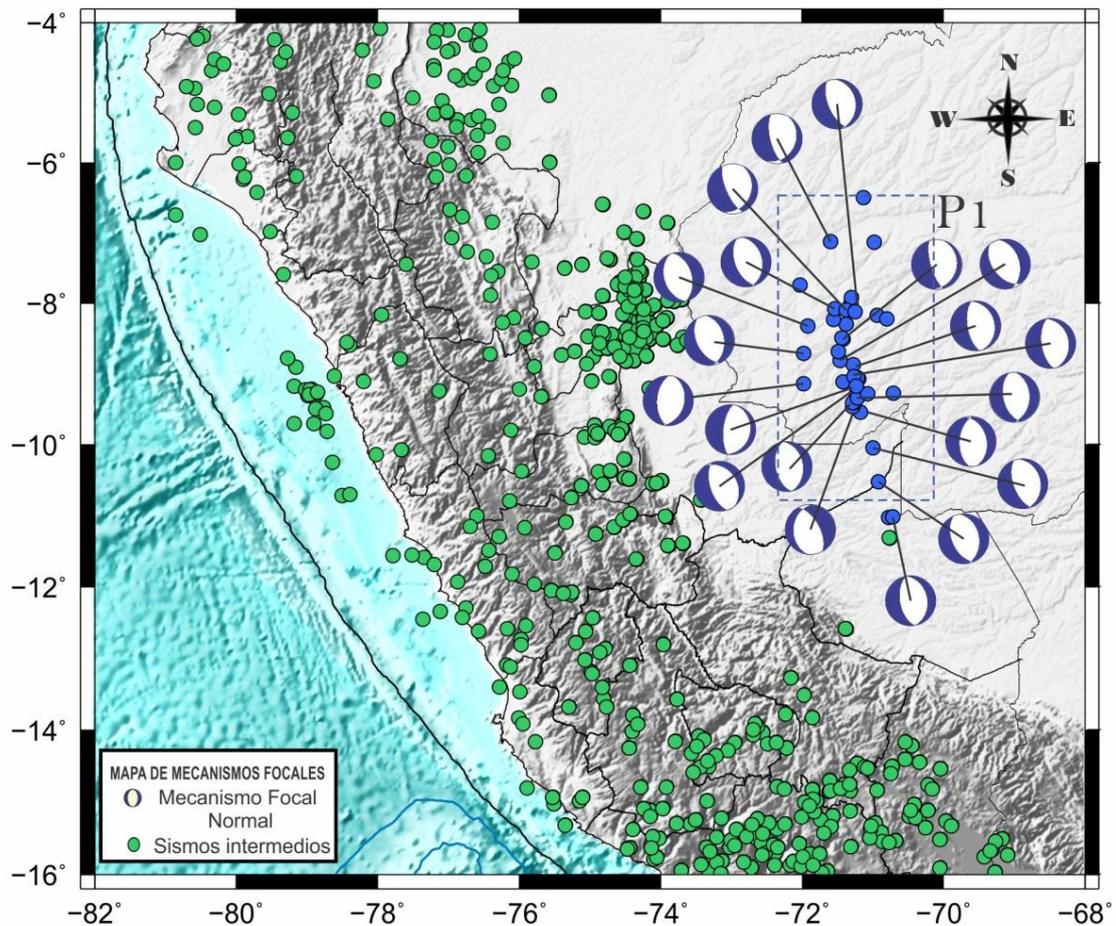


Figura 6.4: Distribución de mecanismos focales correspondientes a sismos de foco profundo presentes en la región central del Perú

6.3. DISTRIBUCIÓN DE ESFUERZOS EN PROFUNDIDAD

Para determinar el comportamiento de los esfuerzos en la región central del Perú, se ha construido una base de datos que considera únicamente la actividad sísmica de foco intermedio y profundo, junto a los mecanismos focales proyectados en profundidad; es decir, secciones verticales orientadas en dirección NE.

6.3.1. Secciones verticales de esfuerzos en la región central

Se considera los mismas 8 secciones perpendiculares a la línea de la Costa enumeradas sucesivamente de Norte a Sur con una longitud de 1400 km y un ancho de 100 km. En las secciones verticales se ha proyectado los mecanismos focales de sismos de magnitudes ≥ 5.0 Mw a fin de identificar de manera correcta la orientación de esfuerzos a diferentes niveles de profundidad y su análisis es descrito detalladamente a continuación:

- *Perfil 1:* La distribución de los sismos en esta sección muestra una actividad sísmica importante cerca de la fosa, presentando dos mecanismos tipo normal. El segundo agrupamiento importante de la sismicidad de foco intermedio se extiende de manera casi horizontal debajo del continente, pero para ellos no existe datos de mecanismos focales en el Catálogo de Harvard (Figura 6.5).

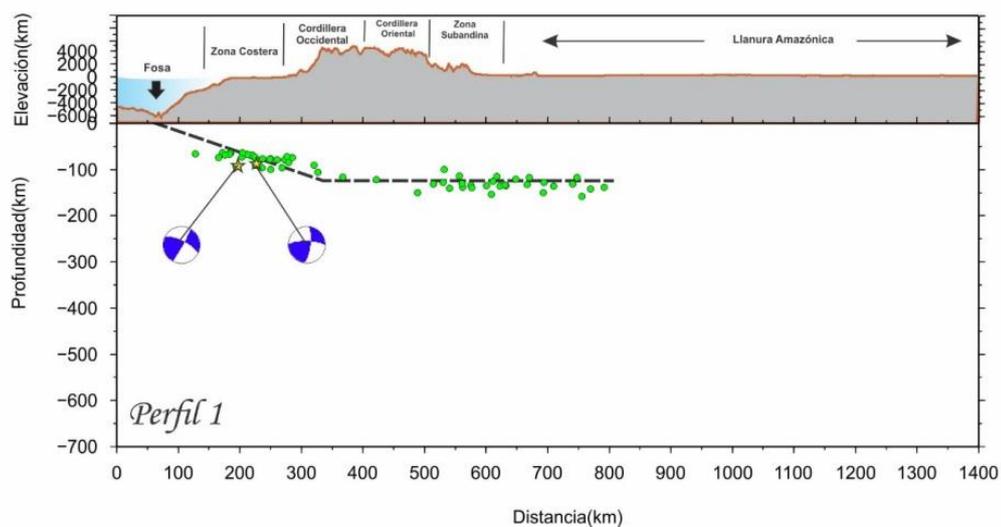


Figura 6.5: Sección vertical correspondiente al perfil 1.

- *Perfil 2:* En este perfil la sismicidad esta asociada al tipo de subducción subhorizontal; es decir, la placa oceánica subduce, desde la fosa, con un ángulo promedio de 25° - 30° , hasta una profundidad de 120 km a partir de la cual se hace casi horizontal, para luego a una profundidad de 150km y a una distancia de 750 km la sismicidad se agrupe cambiando su distribución en profundidad. En la zona de subducción se presenta mecanismos focales tipo inverso, hasta profundidades

de 70 km. Los mecanismos de tipo extensional se encuentran distribuidos bajo la ciudad de Pucallpa (Figura 6.6).

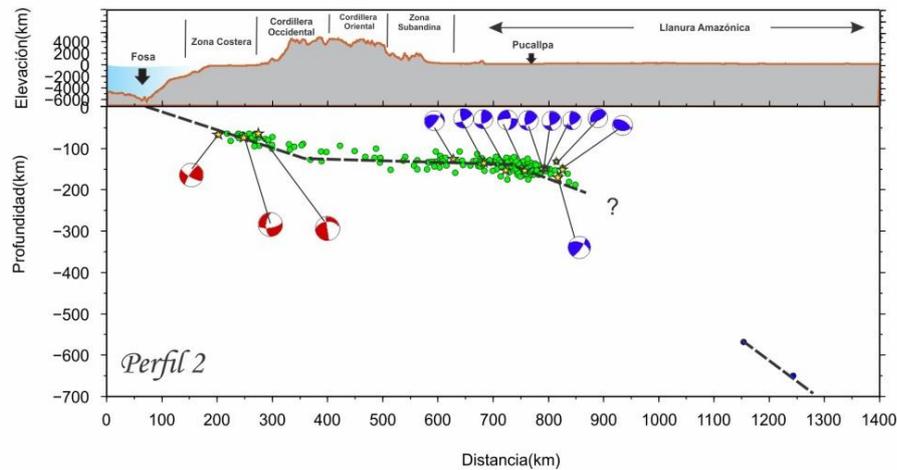


Figura 6.6: Sección vertical correspondiente al perfil 2.

- *Perfil 3*: la distribución de los sismos es similar a la observada en el Perfil 2, la sismicidad asociada al tipo de subducción presenta un mecanismo de tipo inverso, el cual también se muestra a profundidades de 120 km por debajo de la ciudad de Pucallpa. A distancias de 500-800 km desde la fosa, la actividad sísmica es mas abundante y muestra un cambio en la contorsión de la placa en profundidad. Los mecanismos focales de tipo extensional se concentran a profundidades de 130-150 km a distancias que van entre 600-850 km. Los eventos de foco profundo son escasos y no cuentan con información de mecanismos focales (Figura 6.7).

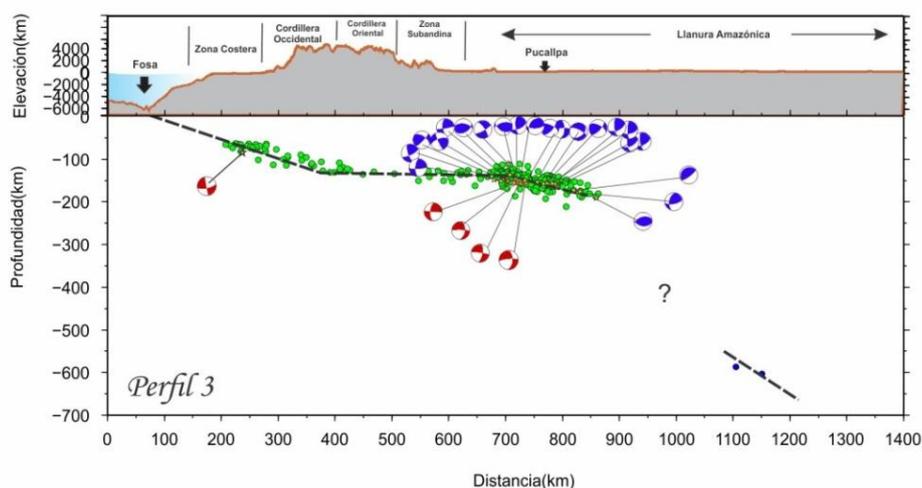


Figura 6.7: Sección vertical correspondiente al perfil 3.

- *Perfil 4*: La distribución de la sismicidad es similar a la del perfil 1 y la deformación por compresión se concentra hasta una profundidad menor a 70 km; mientras que, por debajo de esta se nota la ausencia de actividad sísmica hasta una distancia de 300 km aproximadamente con respecto a la fosa. Los eventos de foco profundo presentan mecanismos de falla extensional a una distancia que va de 1000-1200 km a profundidades mayores de 500 km (Figura 6.8).

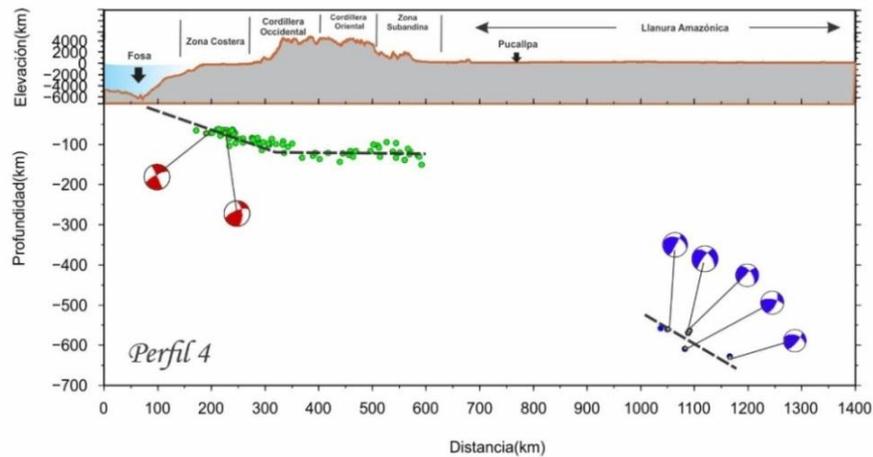


Figura 6.8: Sección vertical correspondiente al perfil 4.

- *Perfil 5*: Muestra un evento que corresponde a una deformación por compresión debajo de la Zona Costera, alcanzando una profundidad de hasta 70 km, y por debajo de esta la sismicidad de foco intermedio disminuye. La deformación por extensión se hace presente en los eventos de foco profundo (Figura 6.9).

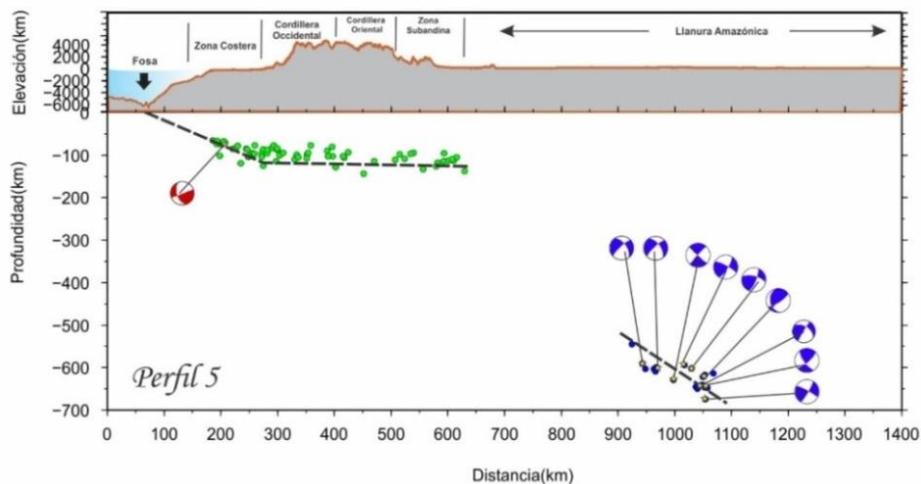


Figura 6.9: Sección vertical correspondiente al perfil 5.

- *Perfil 6*: La distribución de la sismicidad de la Figura 5.20, continúa el mismo patrón de la distribución del anterior perfil alcanzando una distancia horizontal menor a 650; sin embargo, no se encuentra con información de mecanismos focales para esta. Los eventos de foco profundo presentan mecanismos tipo normal.

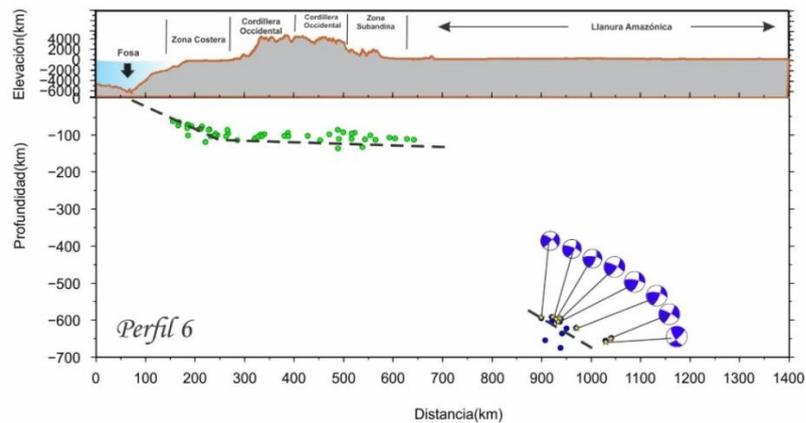


Figura 6.10: Sección vertical correspondiente al perfil 6.

- *Perfil 7*: En este perfil se observa que la distribución de la sismicidad de foco intermedio es similar a los anteriores perfiles, no obstante hay una disminución de los mismos por debajo de la Zona Subandina. En este caso no se cuenta con información sobre mecanismos focales. La sismicidad de foco profundo presenta mecanismos focales tipo extensionales (Figura 6.11).

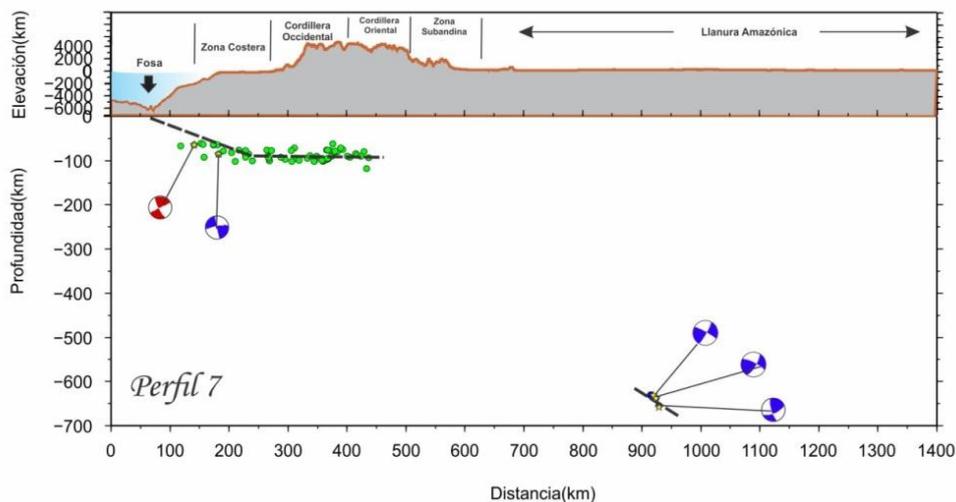


Figura 6.11: Sección vertical correspondiente al perfil 7.

- *Perfil 8*: (Figura 6.12); muestra algunos eventos por compresión y extensión a profundidades menores de 100 km, hasta distancias de 450 km con respecto a la fosa. Los eventos de foco profundo son escasos; sin embargo, presentan mecanismos focales tipo extensional.

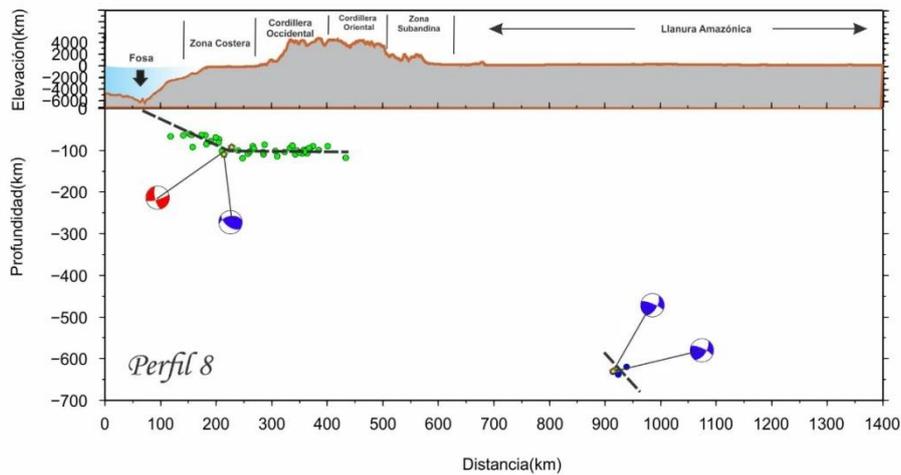


Figura 6.12: Sección vertical correspondiente al perfil 8.

6.3.2. Proyección estereográfica de los ejes P y T

A fin de analizar de manera puntual los procesos de deformación presentes en la región central, se ha formado 5 grupos de sismos ubicados a lo largo de la sección vertical de sismicidad para la región central del Perú. Estos grupos solo consideran sismos con magnitudes $M_w \geq 5.5$ con sus respectivos mecanismos focales tal como se muestra en la Figura 6.13.

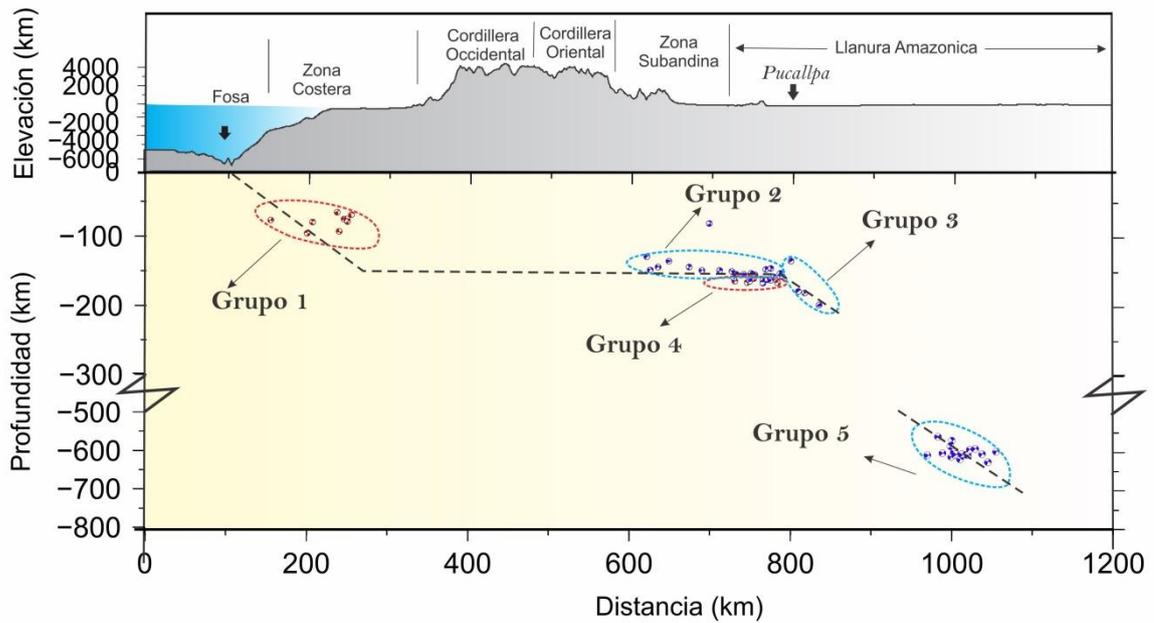


Figura 6.13: Sección vertical de esfuerzos correspondiente a toda la región Central del Perú. Los círculos rojos indican las zonas de distribución de esfuerzos por compresión y los círculos azules indican la distribución de las zonas por esfuerzos por extensión.

Para de identificar la orientación promedio de los ejes de esfuerzo en cada grupo, se ha proyectado sobre la esfera focal los valores de P y T de los eventos considerados en cada grupo y sus características son:

- *Grupo 1*: Este grupo considera a los sismos asociados al proceso de convergencia de placas, describiendo a los procesos de deformación por compresión; por lo tanto, su principal eje de deformación es el de Presión o eje P. Su proyección estereográfica muestra que el eje P es casi horizontal y se orienta en dirección NE (76°); es decir, perpendicular al proceso de convergencia de placas (Figura 6.14).

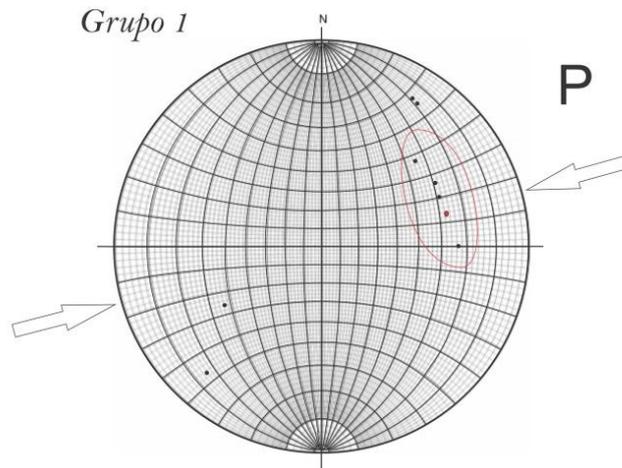


Figura 6.14: Proyección estereográfica de los ejes P (Grupo 1).

- *Grupo 2:* Este grupo considera los sismos y mecanismos focales asociados a la deformación interna de la placa de Nazca por debajo de la ciudad de Pucallpa a profundidades del orden de 100- 120 km. En este caso, prevalece la deformación por extensión; por lo tanto, el eje principal es el de Tensión (T) que se promedió se orienta N 80° (Figura 6.15); es decir, casi horizontal.

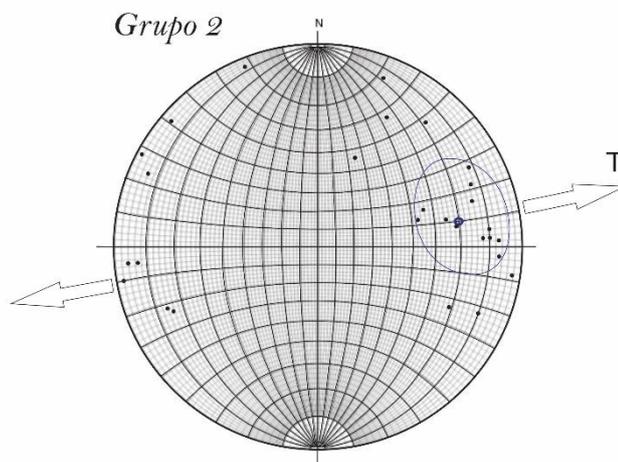


Figura 6.15: Proyección estereográfica de los ejes T (Grupo 2).

- *Grupo 3:* Considera a los sismos ubicados a profundidades mayores a 120 km y que se distribuyen a lo largo de un eje inclinado en 28°. En este caso, la orientación del eje T cambia de N80° para sismos ubicados hasta profundidades de

120 km a $N113^\circ$ para sismos que se encuentren a mayor profundidad, lo cual sugiere un cambio importante en el proceso de deformación. (Figura 6.16).

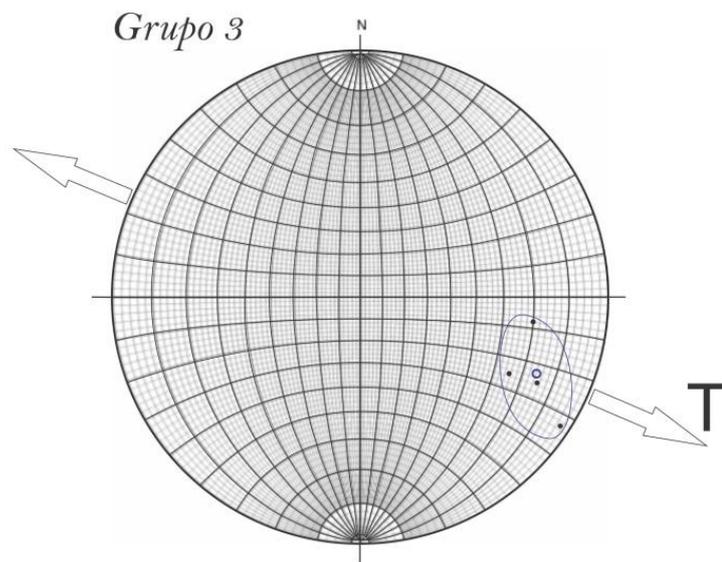


Figura 6.16: Proyección estereográfica de los ejes T (Grupo 3).

- *Grupo 4:* Considera a los sismos con procesos de deformación por compresión que ocurren a profundidades de 120 km, por debajo de los sismos de cuyos mecanismos focales sugieren procesos de deformación por extensión. En este caso, la compresión se realiza con un eje P orientado $N81^\circ$ (Figura 6.17); es decir, casi horizontal.

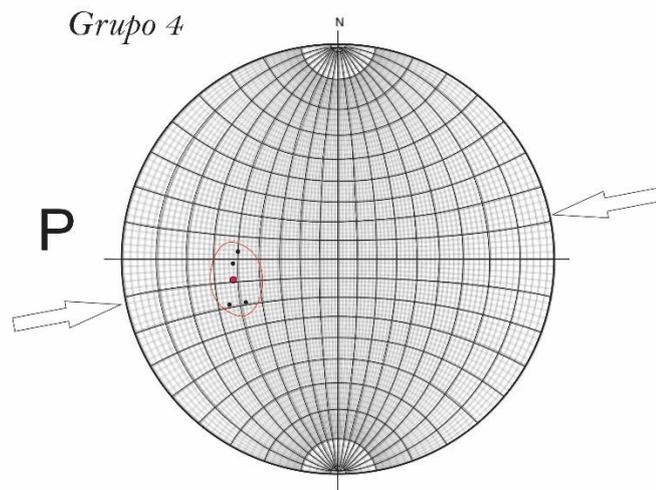


Figura 6.17: Proyección estereográfica de los ejes P (Grupo 4).

- *Grupo 5:* Este grupo considera a los sismos de foco profundo y cuyos mecanismos focales sugieren el desarrollo de procesos de deformación por extensión, siendo el eje de esfuerzo predominante el de tensión, el mismo que se orienta en promedio en dirección $N79^\circ$ (Figura 6.18); es decir, casi horizontal.

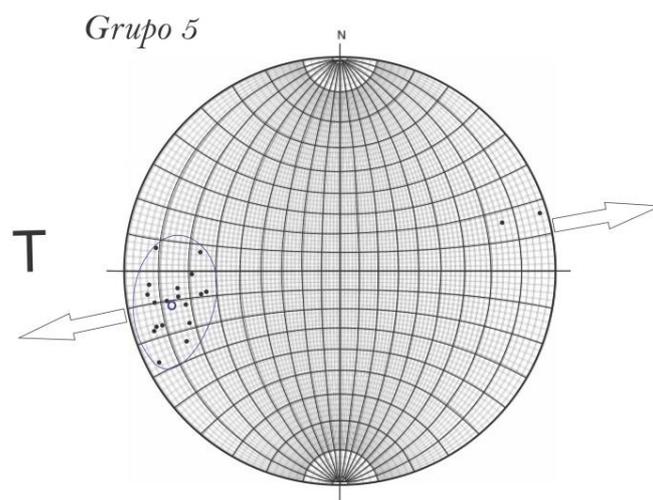


Figura 6.18: Proyección estereográfica de los ejes T (Grupo 5).

6.4 RESUBDUCCIÓN DE LA PLACA DE NAZCA

En principio, en la región central del Perú la sismicidad sigue un alineamiento con un ángulo aproximado de 28° - 30° desde la fosa hasta una profundidad 120 km, para luego hacerse horizontal hasta la altura de Pucallpa y a una distancia de 750 km desde la fosa. Aquí la sismicidad alcanza mayor profundidad siguiendo un plano de inclinación con un ángulo de 28° para luego desaparecer y volver a presentarse a la profundidad de 500 km.

Si la distribución de los sismos en profundidad permiten describir la geometría de la Placa de Nazca subducida, entonces esta particularidad presentada en el Nido de Pucallpa, puede ser explicada con la hipótesis de que la placa soportaría un posible proceso de contorsión generado por carga o fuerzas de gravedad que orientan a la placa hacia el interior de la tierra, presentando como escenario la posible resubducción de la placa. Esta hipótesis se basa en la distribución de la sismicidad en profundidad, así como de los esfuerzos principales y responsable de la deformación. En la Figura 6.19, se concluye lo siguiente:

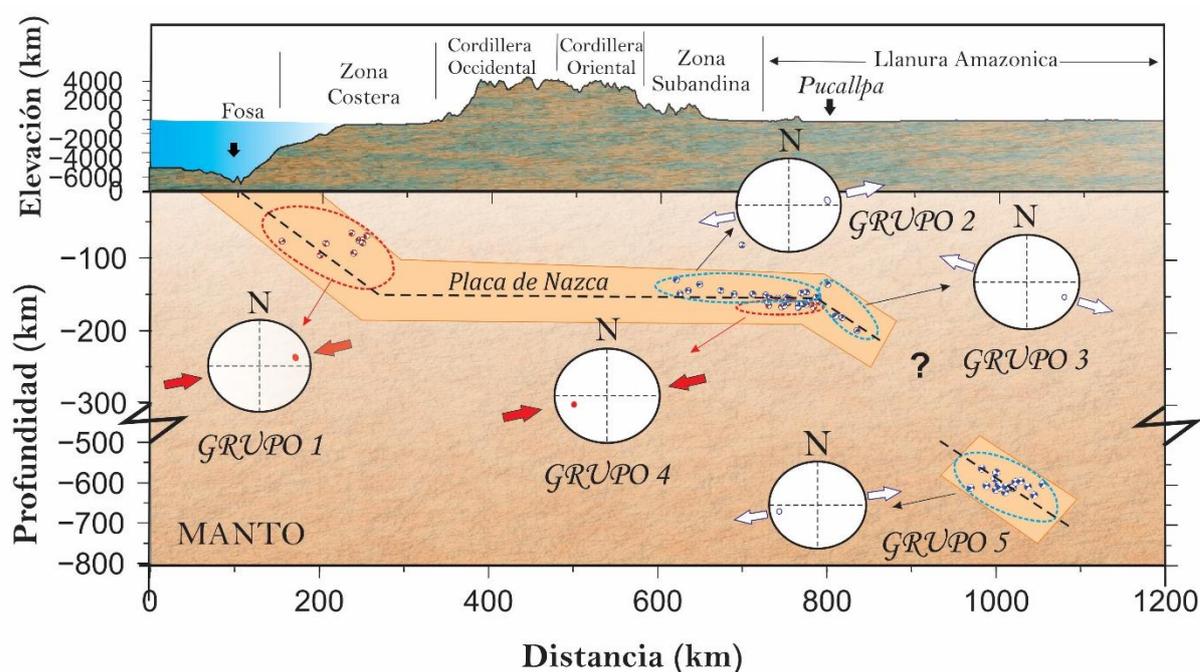


Figura 6.19: Esquema sismotectónico de la distribución de esfuerzos de la Placa de Nazca en la región central del Perú basados en el análisis de los mecanismos focales de los sismos. Las flechas rojas indican ejes de Presión y las flechas sin color indican ejes de Tensión.

- El grupo 1, considera a los sismos cuyos esfuerzos de compresión desarrolla el proceso de convergencia de las placas de Nazca y Sudamericana en dirección E-O.
- El grupo 2, considera a los sismos ubicados a la profundidad de 120 km, todos asociados a la deformación interna de la placa oceánica en dirección Este-Oeste.
- El grupo 3, considera a los sismos que se distribuyen a mayor profundidad sobre un plano inclinado de 28°; los mismos que desarrollan la deformación por extensión en dirección casi vertical, lo cual sugiere que la placa se contorsiona en dirección del manto.
- El grupo 4, agrupa a los sismos que definen procesos de deformación por compresión por debajo de los de extensión debido a que la placa al contorsionarse genera en su base procesos de compresión.
- El grupo 5, corresponde a la deformación de la sismicidad profunda en dirección casi vertical.

De acuerdo a la Figura 6.20 A, B, C, en el pasado este mismo proceso se habría desarrollado y como resultado, en la actualidad se tiene actividad sísmica a niveles de profundidad entre 500 y 700 km generado por la deformación interna de un trozo de placa que flota en la litosfera y que es suficientemente fría para generar sismos, tal como sugiere Stauder (1975) y Kikuchi y Kanamori (1994). Este proceso permitiría relacionar los procesos de deformación asociados a la actividad sísmica intermedia y profunda.

En un futuro este proceso volvería a ocurrir, provocando que la placa se fracture y con el paso de los años, los dos bloques se sumerjan en el interior del manto atraído por las fuerzas de la gravedad y las corrientes de convección.

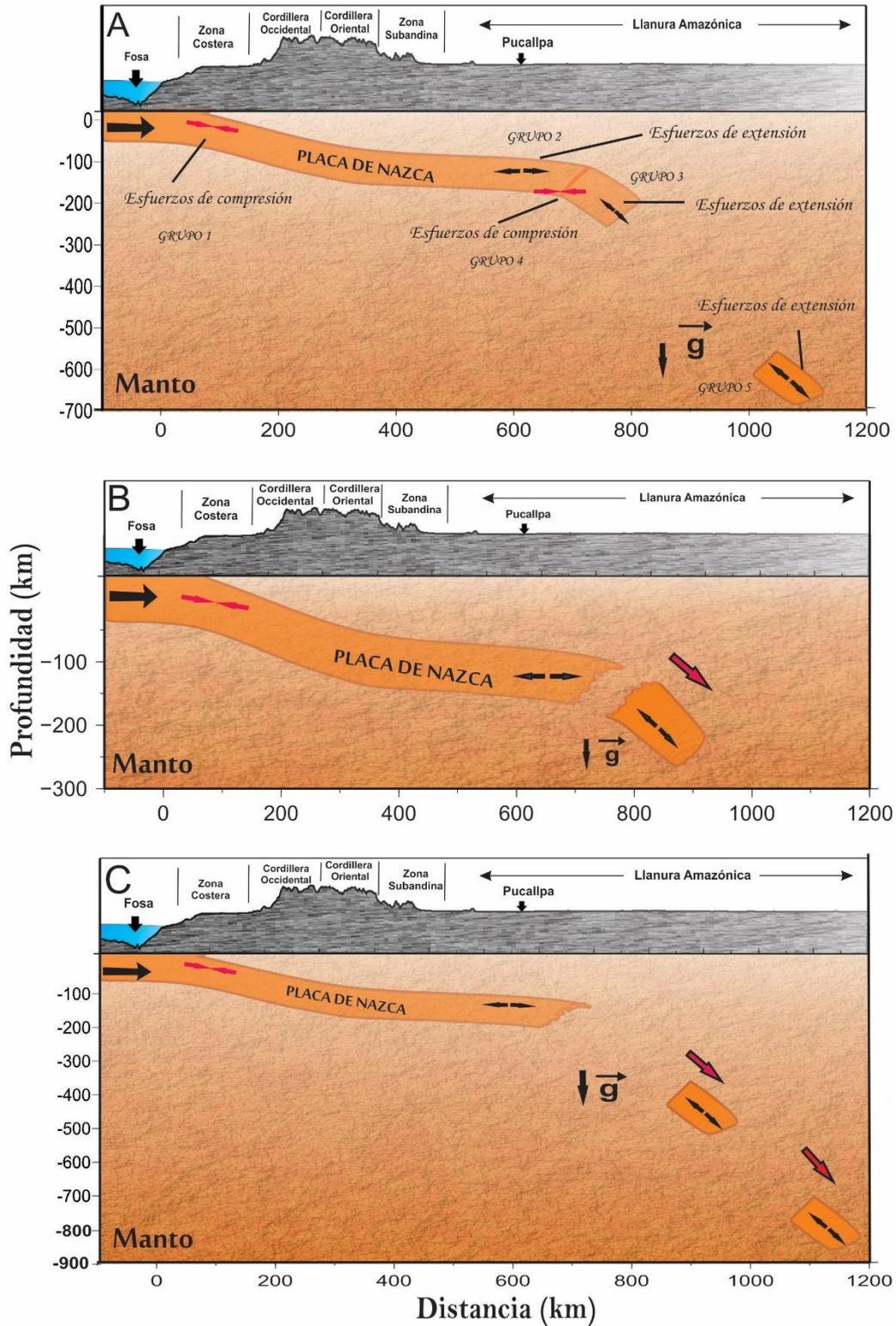


Figura 6.20: a) Esquema de la resubducción de la Placa de Nazca y su comportamiento de los esfuerzos en la actualidad. b) Esquema de la hipótesis del posible fracturamiento y desprendimiento de un bloque de la placa oceánica. c) Hipótesis del proceso de ruptura de la placa de Nazca en un futuro.

CAPÍTULO VII

INTERPRETACIÓN

Autores como Stauder (1975), Barazangi y Isacks (1976), Grange (1984), Schneider Sacks (1987), Rodriguez y Tavera (1991), Cahill y Isacks (1992), Tavera y Buforn (1998), Bernal (2002), Hampel (2002), muestran que la distribución de la sismicidad en profundidad para los sismos ocurridos en la región central del Perú, siguen un alineamiento desde la fosa con un ángulo de 28°-30° hasta 120 km de profundidad y luego subhorizontal hasta distancias de 800 km.

En este estudio, el análisis detallado de la sismicidad presente en la región central muestra que la placa subduce con ángulo de 25°-30° hasta 120 km de profundidad y luego se hace horizontal hasta la distancia de 700 km bajo la ciudad de Pucallpa. Aquí la sismicidad aumenta su profundidad, siguiendo una alineación de sismos sobre un plano inclinado de 28° sugiriendo un proceso diferente para la deformación de la placa.

El análisis de los mecanismos focales muestran, que al inicio de la subducción se produce deformación por compresión sobre un plano inclinado de 28° hasta profundidades de 120 km para luego presentar una deformación por extensión con ejes T en dirección Este-Oeste (N80°). A la distancia de 800 km desde la fosa, la deformación por extensión se extiende hasta profundidades de 150 km, pero en este caso se orienta en dirección NO-SE (N113°), lo cual sugiere que la placa soporta un proceso de contorsión. Por debajo de este cambio de orientación en la deformación, se produce deformación por compresión coherente con la posible contorsión de la placa.

La distribución de los sismos en profundidad permite describir la geometría de Placa de Nazca subducida, entonces la particularidad presentada en el Nido de Pucallpa, puede ser explicada con la hipótesis de que la placa soportaría un posible proceso de contorsión generado por carga o fuerzas de gravedad que orientan a la placa hacia el interior de la

tierra, presentando como escenario la posible resubducción de la placa y su relación con la sismicidad de foco profundo. En el pasado este mismo proceso se habría desarrollado provocando la fracturación y ruptura de un trozo de litosfera y como resultado, en la actualidad se tiene actividad sísmica a niveles de profundidad entre 500 y 700 km. En un futuro este proceso volvería a ocurrir, provocando que la placa se fracture y rompa, y con el paso de los años, los dos bloques se sumergirían en el interior del manto por las fuerzas de la gravedad y corrientes de convección.

CONCLUSIONES

A partir del análisis de la distribución espacial y en profundidad de la sismicidad en la región central del Perú, ha permitido llegar a las siguientes conclusiones:

1. En la distribución espacial de la sismicidad en la región central del Perú, los sismos de foco superficial ($h \leq 60$ km), se concentran frente a la línea de costa y en el interior del continente sobre la Cordillera de los Andes. Los sismos de foco intermedio ($61 < h \leq 300$ km.), se concentran a ambos extremos de la Cordillera Oriental y la Zona Subandina y en mayor número en el extremo oriental sobre la localidad de Pucallpa. La sismicidad de foco profundo ($h > 301$ km), se encuentra principalmente en los límites Perú-Brasil y que siguen un alineamiento de N-S; mientras que, en el límite Perú-Bolivia se alinea en dirección E-O, siendo menos numerosos.
2. Muchos autores han llamado la atención sobre la presencia de un gran número de sismos con epicentros en el entorno de la localidad de Pucallpa (Stauder, 1975; Cahill y Isacks; 1992; Scheneider y Sacks, 1988; Tavera y Buforn, 2002), todos con focos entre 100 y 150 km de profundidad. Esta sismicidad permite observar un incremento inusual de sismicidad por debajo de la ciudad de Pucallpa, la misma que se incrementa hasta profundidades de 150 km de manera horizontal hasta alcanzar la distancia de 700 km desde la fosa, para luego mostrar un cambio en su distribución hasta alcanzar los 850 km de distancia. Este incremento de sismicidad en profundidad lo hace mostrando una alineación de sismos que sigue un α de 28° ; similar a lo observado al inicio del proceso de subducción de placas.
3. La distribución de la sismicidad y las características de los mecanismos focales en la zona central del Perú indican lo siguiente:
 - Desarrollo de deformación por compresión al inicio del proceso de subducción debido a la fricción de las placas de Nazca y Sudamericana. Esta deformación se realiza en dirección EO.
 - La deformación interna de la placa de Nazca es explicada con los mecanismos focales de tipo extensional, lo cual indica que este tipo de deformación se debería a los procesos de desplazamiento de la placa oceánica en dirección E-O;

es decir, procesos de deformación por extensión. Por debajo de la ciudad de Pucallpa la deformación sigue siendo extensional, pero al incrementarse la profundidad de los sismos, estos también cambian la orientación de sus ejes de extensión, tendiendo a ser casi vertical, lo cual sugiere que se desarrolla un proceso complejo de deformación que define la contorsión de la placa oceánica en dirección del manto.

- Por debajo de esta la sismicidad, la deformación es por comprensión, lo cual sería completamente coherente con la hipótesis de contorsión de la placa.
 - A la profundidad de 500-700 km la deformación es por extensión, siendo debido al proceso de viaje de la placa hacia el manto.
 - Estos resultados permiten proponer que la placa de Nazca por debajo de la ciudad de Pucallpa se contorsiona, e inicia un nuevo proceso de resubducción de la placa.
4. La hipótesis de que la placa soportaría un posible proceso de contorsión generado por carga o fuerzas de gravedad que orientan a la placa hacia el interior de la tierra, presentando un escenario del desarrollo de una posible resubducción de la placa. En el pasado este mismo proceso se habría desarrollado y como resultado, en la actualidad se tiene actividad sísmica a niveles de profundidad entre 500 y 700 km generado por la deformación interna de un trozo de placa que flota en la litosfera y que es suficientemente fría para generar sismos, tal como sugiere Stauder (1975) y Kikuchi y Kanamori (1994). Entonces existiría relación entre la actividad sísmica intermedia y la profunda que se encuentra a niveles mayores a 500km donde la temperatura se incrementa hasta 2000°C, y este material frío existente en el interior de la placa, aun sería capaz de producir sismos de diversas magnitudes. En un futuro este proceso volvería a ocurrir, provocando que la placa se fracture y con el paso de los años, los dos bloques se sumerjan en el interior del manto atraído por las fuerzas de la gravedad y las corrientes de convección.

RECOMENDACIONES

Para complementar los resultados del análisis detallado de la sismicidad presente en Borde Oriental de la región central del Perú, es necesario utilizar el método geofísico de tomografía sísmica.

BIBLIOGRAFÍA

- Aki, K., Richards, P.G., (1980). Quantitative Seismology, Freeman and Co., New York.
- Barazangi, m. y Isacks, B. (1976). Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath Peru. Journal of Geology Society. v.4, p.682-692.
- Bernal, I. (2002): Aproximación a un modelo detallado de la sismicidad en el Perú: Características y evaluación de la energía liberada. Tesis Univ. San Agustín de Arequipa, p.63-67.
- Bernal, Y., H. Tavera, and I. Bernal (2002), Zonas sismogénicas en el Perú: Volúmenes de deformación, gráficos polares y zonificación preliminar, Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, N° 93, 31-44.
- Bevis, M., and Isacks, B.L., (1984). Hypocentral trend surface analysis: probing the geometry of Benioff zones. J. Geophys. Res., 89, 6153-6170.
- Böse, M., Sokolov, V., Wenzel, F., (2009). Shake map methodology for intermediate-depth Vrancea (Romania) earthquakes. Earthquake Spectra 25, 497–514. <http://dx.doi.org/10.1193/1.3148882>.
- Cahill, y Isacks, B.L. (1992). Seismicity and shape of subducted Nazca Plate. Journal of Geophysical Research. v.97, p.17503-17529.
- Cortes, M., Angelier, J., (2005). Current states of stress in the northern Andes as indicated by focal mechanisms of earthquakes. Tectonophysics 403, 29–58.
- Chatelain, J.L., Roecker, S.W., Hatzfeld, D., Molnar, P.m, (1980). Microearthquake seismicity and fault plane solutions in Hindu Kush region and their tectonic implications. Journal of Geophysical Research 85, 1365–1387.
- Chandra U. (1970): the Peru- Bolivia border earthquake of August 15.1963. Bull.Seis.Soc.Am.60, 639-646.
- Dements C. Gordon, R. Argus, A. Y Steins S. (1990). Current plate motions. Journal of Geophysical Research. v.101, p.425-478.
- Dorbath, L., Cisternas, A. and Dorbath, C. (1990). "Assessment of the size of large historical earthquakes in Peru." Bull.Seismol.Soc.Am. 88, 551-576.
- Freymuller, J., Kellong, J., Vega, V., (1993), Plate motions in the North Andean Region. Jour. Geoph. Res., V. 98, No. B12, pags. 21.853-21.863.

- Grange, F., (1984). Etude sismotectonique détaillée de la subduction litosphérique au sud Pérou. These pour Docteur, Univ. Scientifique et medicate de Grenoble, p.300.
- Hasewaga, A. y Sacks, S. (1981). Subduction of the Nazca plate beneath Peru as determined from seismic observation. Journal of Geophysical Research. v.86, p. 4971-4980.
- Hampel, A. (2002). The migration history of the Nazca Ridge along the Peruvian activemargin: a re-evaluation. Earth and Planetary Science Letters v.203, p. 4971-4980.
- Huaco, D. (1986). Catalogo Sísmico de Perú (1500-1982).Instituto Geofísico de Perú (Proyecto SISRA).
- Heras,H. (2002). Análisis de la distribución del valor de “b” en la zona de subducción de Perú. Tesis de grado U.N.S.A.pp41-106.
- <http://www.slideshare.net/jostperez/tema-5-estructuras-bilinge>.
- <https://fórum.nasaspaceflight.com/index.php?topic=36313.1740>.
- <https://www.thinglink.com/scene/673512204611354625>.
- <https://www.usgs.gov/>
- <http://www.igeo.ucm-csic.es/cultura-cientifica/divulgacion/186-igeoquiz-terremoto-de-ja%C3%A9n>
- http://www.iessuel.es/ccnn/interactiv/geologia4/e_interna_relieve_10.htm
- IGP (2000). Catalogo Sismico Preliminar, 1983-2000. Centro Nacional de Datos Geofísicos, IGP, Informe Interno.
- Isacks et .al (1968): Seismology and the new global tectonics.Journal of Geophysical Reasearch, v.73, n18, p.5855-5905.
- Isacks y Molnarp P. (1971): Distribution of stress in the descending lithosphere from global survey of local mechanism solutions of mantle earthquakes. Rev. Geophys, Space. Phys., 9, 103-174.
- James, D. (1978).Subduction of the Nazca plate beneath central Peru Geology 6. pp 174-178
- Kellogg, J., Vega, V., 1995. Tectonic development of Panama, Costa Rica and the Colombian Andes: constrains from global positioning system geodetic studies and gravity. In: Mann, P. (Ed.), Geologic and Tectonic Development of the Caribbean plate Boundary in Southern Central America, Special Paper, vol. 295. Geol. Soc.of Am., pp. 75– 90.

- Kikuchi, M. y Kanamori, H. (1994). The mechanism of deep Bolivian earthquake of June 9, 1994: *Geophysical Research Letters*. V.21, p.2341-2344.
- Lay, T. y Wallace (1995). *Modern Global Seismology*. Academic Press, Inc., London. pp. 521
- Lindo, R. (1993). *Seismotectonique des andes du Perou central: Apport des données sismologiques de haute precision*. PH. D. Thesis, Université Louis –Pasteur, Strasbourg, France, P.74
- Mattauer, M. (1989). *Monts et Merveilles, Beautés et richesses de la Géologie*. Hermann Editores de Ciencias y Artc. Paris, Francia.
- Marocco R. (1980) *Géologie des Andes péruviennes: un segment E-W de chaîne des Andes péruviennes, la deflexion d'Abancay. Etude géologique de la Cordillère Orientale et des Hauts Plateaux entre Cuzco et San Miguel. Sud d' Peru. Doc. OROSTOM, p. 94.*
- Nabelek, J. (1984). *Determination of earthquake source parameters from inversion of body waves*. Tesis Doctoral. Massachusetts Institute of Technology, Cambridge. pp.361.
- Ocola, L. (1984). *Catálogo sísmico del Perú*. Proyecto SISAN, Instituto Geofísico del Perú, Lima, pp. 4664.
- Okal, E. y C. Bina (2001). *The deep earthquake of 1997 in Western Brazil* *Bull. Seis.Soc.Am.*, 91, pp.161-164.
- Oncescu, M.C., (1984). *Deep structure of the Vrancea region, Roumania, inferred from simultaneous inversion for hypocenters and 3-D velocity structure*. *Annals of Geophysics* 2 (1), 23–28.
- Oncescu, M. C., V. Burlacu, M. Anghel, and V. Smalbergher (1984), *three dimensional P wave velocity image under the Carpathian Arc*, *Tectonophysics*, 106, 305–319.
- Oncescu, M. (1986): *Some source and medium properties of the Vrancea seismic region, Romania*, *Tectonophysics* 126, 245-258.
- Oncescu MC, Trifu C-I (1987) *Depth variation of the moment tensor principal axes in Vrancea (Romania) Seismic Region*. *Ann Geophys* 5B:149–154.
- Oncescu, M.C., Bonjer, K.-P., Rizescu, M., (1999). *Weak and strong ground motion of intermediate-depth earthquakes from the Vrancea region*. In: Wenzel, F., Lungu, D., Novak, O. (Eds.), *Vrancea Earthquakes: Tectonics, Hazard and Risk Mitigation*. Springer, New York, pp. 27–42.

- Oth, A., Bindi, D., Parolai, S., Wenzel, F., (2008). S-wave attenuation characteristics beneath the Vrancea region in Romania: new insights from the inversion of ground motiospectra. *Bulletin of the Seismological Society of America* 98 (5), 2482–2497.
- Pennington, W. D., W. D. Mooney, R. van Hissenhoven, H. Meyer, J. E. Ramirez, and R. P. Meyer (1979). Results of a reconnaissance microearthquake survey of Bucaramanga, Colombia, *Geophys. Res. Lett.*
- Pennington, W.D. (1981). Subduction of the Eastern Panama basin and seismotectonics of Northwestern South America: *J. Geophys. Res.*, Vol. 86, pp. 10753-10770
- Pennington, W.D., 1983. The role of shallow phase changes in the subduction of oceanic crust. *Science* 220, 1045–1047.
- Quispe y Tavera (2004). Geometría de la placa de Nazca en el borde Occidental de Sudamérica a partir de las tendencias medias de sismicidad. *Bol. Sociedad Geológica de Perú*, v. 95(2003), p. 93-110.
- Radu, C. (1974): Contribution á l'étude de la séismicité de la Roumanie et comparaison avec la séismicité de bassin Méditerranéen et en particulier avec la séismicité du Sud-est de la France, Thèse Dr. Sci. Univ. Strasbourg.
- Roman, C. (1970): Seismicity in Romania - Evidence for the sinking Lithosphere, *Nature* 228, 1176-1178.
- Rodríguez L. y Tavera H. (1991). Determinación con alta resolución de la geometría de la zona de wadati-Benioff en el Perú central. *Rev. Brasileira de Geofísica*. V. 9, p 141-159.
- Santo, T. (1969). Characteristics of seismicity in" South America, *Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo* 47, 635~572.
- Schneider y Sacks (1987): Strees in the Contorned Nazca Plate, beneath Souther Peru form local earthquakes: *Journal of Geophysical Research*.v.92, p.13887-13902.
- Schneider y Sacks (1988): Distribution and b value of intermediate-depth earthquakes beneath Central Peru. *Journal of Geophysical Research*.v.15, p.1421-142.
- Sebrier, M. Huaman, D., Blanc, J., Machare, J., Bonnot, D. Y Cabrera, J. (1985). Observaciones acerca de la neotectonica del Perú. IGP-LGDI pory. Sisra, Grup. Peruano de Neotectónica, p. 96.
- Silgado, E. (1978). Historia de los sismos más notables en el Perú (1513-1974). *Boletín N°3, serie C. Geodinámica e ingeniería geológica INGEOMIN*. 129pp.

- Soler, P., Sebrier M. (1990). At present de Cristal thickness reaches 55-60 km below the highest part of the Western Cordillera decreasing both eastwards.
- Sperner, B., Lorenz, F., Bonjer, K., Hettel, S., Muller, B., Wenzel, F., (2001). Slab breaks off-abrupt cut or gradual detachment? New insights from Vrancea region (se Carpathians, Romania). *Terra Nova* 13, 172–179
- Stauder, W. (1975): Subduction of the Nazca Plate under Peru as evidenced by focal mechanism and Seismicity. *Journal of Geophysical Research*.v.80, p.1053-1064.
- Suter, F., Sartori, M., Neuwerth, R., Gorin, G., (2008). Structural imprints at the front of the Choco-Panama indenter. *Tectonophysics* 460, 134–157.
- Taboada, A., L. A. Rivera, A. Fuenzalida, A. Cisternas, H. Philip, A. Bijwaard, J. Olaya, Rivera C. 2000. Geodynamics of the northern Ande: Subduction and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics*, Vol., 19, pp. 787 – 813.
- Tavera, H. y Buforn, (1998). Sismicidad y sismotectónica de Perú. : Universidad Computense de Madrid, Fisca de la tierra, v.10, p.187-2019.
- Tavera, H. y Buforn, (2001). Source mechanism of earthquakes in Peru. : *Journal Seismology* v.5, p.519-539.
- Tavera, H., Agüero, C. (2000). Sismos Sensibles Ocurridos en Perú Boletín del centro Nacional de Datos Geofísicos-IGP, Lima, 50 pp.
- Tavera H., (1991), Étude des mécanismes focaux de gros séismes et sismicité dans la région de Vrancea – Roumanie.
- Tavera H, Manrique M, Salas H y Fernández E. (2003). Análisis de mecanismo del sismo de foco profundo del 20 de junio de 2003 (Limite-Brasil). Boletín de la Sociedad geológica del Perú v. 96 (2003) P.87-94.
- Trenkamp, R., Kellogg, J.N., Freymuller, J.T., Mora, H.P., (2002). Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *J. South Am. Earth Sci.* 15,157–171.
- Trifu, C. (1981): Focal mechanism of Vrancea earthquakes and regional stress patterns (abstract), paper presented at the 18th Meeting, Eur. Geophys. Soc., Uppsala, Aug. 24-29.
- Tryggvason, E., Lawson Jr., E., (1970). The intermediate earthquake source near Bucaramanga, Colombia. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 60,269–276.
- Van der Hilst R., Mann P., 1994. "Tectonic implication of tomographic images of subducted lithosphere beneath northwestern South America". *Geology* 22, 451-454.

- Yamako, M. y S. Uyeda (1990). Heat-Flow studies in the Peru trench Subduction Zone, proceedings of the ocean drilling program. Scientific Results.Vol.112,pp.653-661
- Zarifi, Z., Havskov, J., (2003). Characteristics of dense nests of deep and intermediate-depth seismicity. Adv. Geophys. 46, 237-278.
- Zarifi Z, Havskov J, Hanyga A. (2007). An insight into the Bucaramanga nest. Tectonophysics Vol. 443, pp. 93-105.