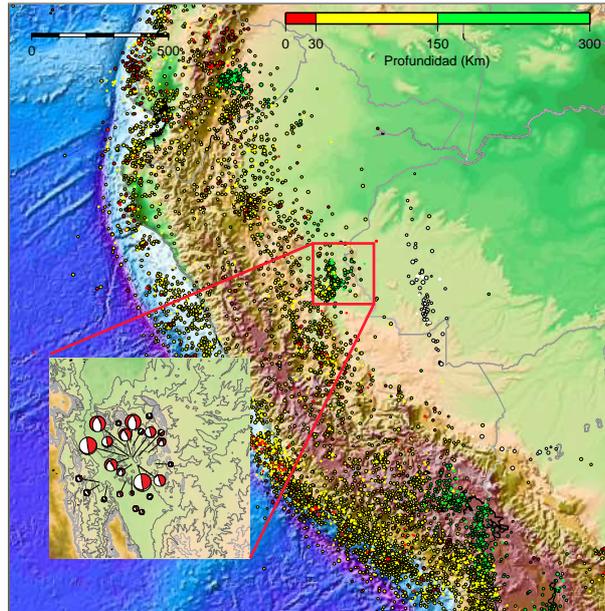


MASTER 2SG "CIENCIAS Y GESTION DE LA TIERRA" GEOLOGIA, RIESGOS Y GESTION DEL TERRITORIO

Dynamique des Systèmes Géologiques et Aléas

Pasantía de investigación 2012



SISMICIDAD, ESFUERZOS Y GEOMETRÍA DEL ENJAMBRE SÍSMICO DE PUCALLPA (PERÚ)

Presentada por: Ana María Soles Valdivia

Tutor: Tavera Hernando

LIMA - PERU

2012



*A mis padres y abuelos
quienes me inculcaron buscar
el conocimiento y la ciencia.*

Resumen

Las características sismotectónicas del enjambre de sismos intermedios en Pucallpa fueron investigados a partir de sismos históricos (1500-1985), sismos instrumentales (1985-2010) y mecanismos focales (1990-2010).

Se puede definir al enjambre sísmico de Pucallpa al incremento de actividad sísmica intermedia entre 120 a 190 Km de profundidad a una distancia de 600 a 700 Km de distancia respecto a la fosa. El enjambre sísmico de Pucallapa tiene dimensiones de 100 Km longitud y de 50 a 100 Km de ancho de norte a sur. El enjambre sísmico de Pucallpa tienen un rumbo paralelo a la Cordillera de los Andes (NO-SE) hacia el sur cambia a una dirección E-O. En las secciones sísmicas se observa que el enjambre sísmico representa la contorsión de la placa de Nazca.

Se realizaron tres secciones sobre la longitud del enjambre, cada sección tiene un espaciamiento de 50 Km (Secciones AA, BB, CC). Las secciones indican que la placa de Nazca resubduce en esta zona presentando una contorsión de 150 km de largo. Se tomaron 35 soluciones de mecanismos focales del enjambre sísmico de Pucallpa de estas soluciones se reconoció como esfuerzo máximo principal al eje T, dominando un régimen de esfuerzos extensionales entre las profundidades de 100 a 190 Km. El esfuerzo principal máximo (σ_1) se encuentra en dirección vertical lo cual nos hace concluir que la fuerza gravitacional cumple una función principal en el área de estudio. Esta fuerza gravitacional hunde la placa subduciente hacia el manto sobre su propio peso encontrando material denso, la placa se comporta de forma elástica lo cual hace que se generen sismos intermedios sin liberación de gran energía sísmica.

En la parte cortical (0-50 Km) se evidencian esfuerzos compresionales. La longitud de esta de sismicidad cortical es de 400 Km a 800 Km respecto a la fosa, pudiendo este fenómeno estar relacionados con deformación por acortamiento cortical, característico de las fajas basculado en el Subandino.

La fuerza de movimiento de la placa subducente, que actúa sobre el enjambre sísmico de Pucallpa, está relacionado con la fuerza de arrastre. Esta fuerza de arrastre es la que origina que la placa subduzca, por otra parte esta fuerza ha sido relacionado con regiones de baja liberación de momentos ($M_w < 6$) en una placa subducente que mantiene la fuerza mecánica durante el descenso y la deformación sismogénica a profundidad.

Los mecanismos focales a lo largo de la línea de proyección del enjambre de Pucallpa tiene una correlación positiva entre la liberación de esfuerzo en el margen convergente (entre la fosa y la parte continental) con la liberación de esfuerzos en el enjambre de Pucallpa, Sección BB. Así, donde hay mayor liberación de esfuerzos en el margen convergente también se encontró mayor liberación de energía. Está mayor actividad sísmica en el margen convergente a la altura del enjambre se ve reflejada morfotectónicamente sobre la topografía de la Cordillera de los Andes en donde la topografía es más alta con respecto a las secciones AA, CC.

Índice

Lista de Figuras	1
Lista de Tablas	7
Capítulo 1.	
Introducción	8
1.1. Antecedentes	8
1.2. Planteamiento del problema	9
1.3. Objetivos	10
1.3.1. Objetivo general	10
1.3.2. Objetivos específicos	10
1.4. Ubicación del área de estudio	12
1.5. Metodología de Estudio	12
1.5.1. Datos Utilizados	12
1.5.2. Manejo de softwares	14
1.5.3. Elaboración de mapas	15
Capítulo 2.	
Contexto Geodinámico y Geología Regional	16
2.1. Entorno Tectónico	16
2.1.1. Interacción de las placas Nazca-Sudamérica	16
2.1.2. Placa de Nazca	16
2.1.3. Subducción Subhorizontal	17
2.1.4. Piedemonte o Zona Subandina	17
2.2. Geología Regional	20
2.2.1. Estructuras Principales	20
Capítulo 3.	
Sismicidad	27

3.1.	Generalidades	27
3.1.1.	Sismología	27
3.1.2.	Escalas de Magnitud	28
3.1.3.	Estadística de los sismos	32
3.1.4.	Catálogo sísmico	33
3.1.5.	Clasificación de la sismicidad	33
3.2.	Actividad Sísmica	34
3.2.1.	Sismicidad Histórica	34
3.2.2.	Sismicidad Instrumental	38
3.3.	Caracterización Sísmica	40
3.3.1.	Análisis de la Sismicidad Instrumental NEIC-USGS	40
3.3.2.	Análisis de la Sismicidad Instrumental IGP	47
3.4.	Distribución Espacial Sísmica Instrumental	49
3.4.1.	Sismicidad Intermedia en el Centro del Perú	54
3.4.2.	Placa subducente en la zona central del Perú	54
3.4.3.	Datos de las secciones	54
3.4.4.	Espesor de la Placa Subducente	59
3.4.5.	Área del Enjambre Sísmico	59
3.4.6.	Ausencia Sísmica	59
3.4.7.	Forma de la zona de subducción	65

Capítulo 4.

Tectónica		66
4.1.	Sismotectónica	66
4.1.1.	Generalidades	66
4.2.	Anomalías Gravimétricas	72
4.2.1.	Generalidades	72
4.2.2.	Datos Utilizados	72
4.2.3.	Influencia en la sismicidad de la ausencia de macizos paleozoicos en la zona	72
4.2.4.	Solucion de Mecanismos Focales	73
4.2.5.	Datos utilizados	73
4.3.	Esfuerzos Tectónicos	75
4.3.1.	Implicancias Sismotectónicas en la Región	79

4.3.2. Régimen de Esfuerzos Tectónicos	83
Capítulo 5.	
Conclusiones	88
Bibliografía	91

Lista de Figuras

- 1.1. La ubicación del área de estudio desde el punto de vista regional se encuentra en la región central-este del continente sudamericano, abarcando la región central del Perú. Datos topográficos [Smith et al., 1997] 11
- 2.1. Esquema Geodinámico y Tectónico del área de estudio. La flecha magenta representa la dirección del movimiento relativo de la placa de Nazca respecto a la placa Sudamericana [DeMets et al., 1990]; entre los 2000 a 7000 m tenemos la Cordillera de los Andes, mas al este se encuentra la zona subandina después de la cual se tiene una superficie casi plana rellenada con material cuaternario y la presencia de rios, [Roddazz et al., 2005] 19
- 2.2. Comportamiento característicos de una zona de subducción activa:
a) Placa subducente normal, ángulo de subducción mayor a 30° con presencia de vulcanismo activo. b) Placa subducente subhorizontal '*faltslab*' en la cual el ángulo de subducción es casi subhorizontal de 5° a 10°, con ausencia de vulcanismo activo. Esquema tomado de Gustcher,[Gutscher et al., 2000] 19
- 2.3. Esquema morfoestructural del Oriente peruano. Faja subandina escurrida y plegada (STFB); Zona subandina de bloques basculados (STBZ), tomado de [Dumond et al., 1992]. 21
- 2.4. Secciones Geológicas y Estructurales del área de estudio. Tomando los cuadrángulos 16n, 16ñ, 16m, 17n, 17ñ, 17m, 18n, 18m, 18ñ. Boletín n° 114, 102,94, INGEMMET. Las secciones muestran cuencas controladas estructuralmente por fallas normales en donde afloran rocas extrusiva y rocas mesozoicas. La ausencia de macizos paleozoicos como diferencia la parte central del Perú con el norte peruano. 23

2.5. La geología sobre el enjambre de Pucallpa muestra una zona deprimida rellena con material cuaternario, el cual se encuentra controlado por dos fallas inversas que manifiestan la presencia de bloques basculados, [Dumont and Fournier, 1994] y que atraviesa el río Ucayali. Los afloramientos cenozoicos así como el subvolcánico están asociados a fallas lo que nos indica posiblemente la relación entre la morfotectónica de la zona con el enjambre de Pucallpa. Mapa Geológico y Estructural tomando de los cuadrángulos 16n, 16ñ, 16m, 17n, 17ñ, 17m, 18n, 18m, 18ñ. Boletín n° 114, 102,94, INGEMMET.	25
2.6. Sismicidad, círculos verdes, sobre el Mapa Geológico y Estructural del área de estudio. La sismicidad se encuentra situada aproximadamente bajo el material cuaternario el cual está controlado por dos fallas inversas. La correlación entre las fallas normales en superficie y el tipo de esfuerzos que predomina el enjambre de Pucallpa nos indica que este lugar es afectado en superficie por este fenómeno	26
3.1. Mapa sísmico Global del Catálogo Centenario (1909-1999). Distribución de sismos de acuerdo a la profundidad. Círculos rojos=eventos superficiales ($0 < h \leq 70$ Km), círculos amarillos=intermedios ($70 < h \leq 350$ Km); círculos azules=profundos ($350 < h \leq 700$).	28
3.2. Método para el cálculo de la Magnitud Local según el modelo Richter	30
3.3. Relación entre la magnitud y la frecuencia, en una escala semilogarítmica de la sismicidad del círculo de fuego del Pacífico.	33
3.4. Distribución de Sismicidad Histórica en la parte Central de Perú. . .	37
3.5. Estaciones de la Red Sísmica Global - USGS	38
3.6. Estaciones de la Red Sísmica Nacional del Perú	39
3.7. Estaciones usadas por el ISC de la Red Sísmica Global	40
3.8. a) Histograma de profundidades - Catálogo USGS-NEIC (1973-2010). En el histograma observamos que con la profundidad 33 Km incluida se distorsiona la verdadera distribución sobre valorando esta profundidad. b) Histograma de Magnitud de volumen (mb) - Catálogo USGS-NEIC (1973-2010).	42
3.9. Gráfico que muestra la magnitud de completitud para el catálogo NEIC, $M_c = 4.6$ mb.	43

3.10. Acumulado de Sismos vs. Tiempo. Se observa variaciones de tasa de sismicidad. 1) Irregularidad de datos, 2) sismo mediano que precede otro sismo mediano, 3) quiescencia sísmica, 4) réplicas se sismo mediano, 5) quiescencia sísmica, 6) réplica de sismo	46
3.11. Distribución de sismos del catálogo del IGP para el área de estudio (Pucallpa), los histogramas se han realizado con respecto a la profundidad (km) y magnitud (mb).	48
3.12. Gráfico que muestra la magnitud de completitud para el catálogo IGP, $M_c=3.9$ mb. Se hizo el cálculo en el software Zmap,[Malone, 2001].	49
3.13. Distribución Espacial de Sismos Catálogo NEIC-1973-2010	51
3.14. Distribución Espacial de Sismos Catálogo IGP-1982-2005	52
3.15. Distribución Espacial de Sismos Catálogo ISC-1980-2010	53
3.16. Distribución Espacial de Sismos con respecto a la profundidad NEIC-USGS. Eventos rojos=sismicidad cortical (0-30 Km.), eventos amarillos= sismicidad intermedia (30-150 Km.), azul= sismicidad intermedia (150-300 Km.), verde= sismicidad profunda (300-700 Km). Mapa generado con el software Generic Mapping Tools con datos topográficos, [Smith et al., 1997]).	56
3.17. Distribución Espacial de Sismos con respecto a la profundidad IGP. Eventos rojos=sismicidad cortical (0-30 Km.), eventos amarillos= sismicidad intermedia (30-150 Km.), azul= sismicidad intermedia (150-300 Km.), verde= sismicidad profunda (300-700 Km). Mapa generado con el software Generic Mapping Tools con datos topográficos de Sandwell and Smith, 1998).	57
3.18. Distribución Espacial de Sismos con respecto a la profundidad ISC. Eventos rojos=sismicidad cortical (0-30 Km.), eventos amarillos= sismicidad intermedia (30-150 Km.), azul= sismicidad intermedia (150-300 Km.), verde= sismicidad profunda (300-700 Km). Mapa generado con el software Generic Mapping Tools con datos topográficos de Sandwell and Smith, 1998).	58
3.19. Ubicación del área de estudio y de las secciones sísmicas transversales AA, BB, CC, DD, perpendiculares a la fosa. La sismicidad corresponde a un período de 1980 al 2010. El ancho de proyección de los sismos en cada sección es de 20 Km. en ambos lados de la sección.	60

- 3.20. Sección AA a lo largo de la zona de subducción del centro del Perú. La Sección EE es una ampliación de la zona de mayor acumulación de sismicidad intermedia de la sección AA. La Sección HH ampliación de la zona con sismicidad intermedia de 50 a 200 Km. Sismicidad del Catálogo ISC. La proyección de los sismos sobre la sección es de 20 Km para cada lado. La escala de la seccion sísmica es ancho/largo=2/1. 61
- 3.21. Secciones BB perpendicular a la fosa que cruza la zona de subducción, 0-700 Km, Sección FF ampliación de la zona de mayor acumulación intermedia en la zona de Pucallpa. Sección II ampliación de la zona con sismicidad intermedia de 50 a 200 Km. Sismicidad del Catálogo ISC. La proyección de los sismos sobre la sección es de 20 Km para cada lado. La escala de la seccion sísmica es ancho/largo=2/1. 62
- 3.22. Seccion CC a lo largo de la zona de subducción perpendicular a la fosa, 0-250 Km, escala 1/2. Sección GG ampliación del enjambre sísmico de Pucallpa, ecala 2/1. Sección JJ ampliación de la zona con sismicidad intermedia de 100 a 200 Km, escala 2/1. Sismicidad del Catálogo ISC. La proyección de los sismos sobre la sección es de 20 Km para cada lado. La escala de la seccion sísmica es ancho/largo=2/1. 63
- 3.23. Sección DD paralela a la fosa, se observa el enjambre sísmico de Pucallpa en longitud, alcanzando unos 150 Km., de longitud aproximadamente. 64
- 4.1. a)Esquema de la proyección estereográfica. En esta se observa el delineado de un plano de falla a partir de la cual se puede hallar rumbo y buzamiento de este plano, b)Esquema de los planos nodales de un mecanismo focal; c) Gráfico final de un mecanismo focal. Zonas negras (zonas compresivas), zonas blancas (zonas distensivas) 68
- 4.2. Esquema en el cual se resume el procedimiento y la interpretación de los mecanismos focales.a) Reconocimiento del primer pulso de un sismo en un sismograma. b) Interpretación de lo que representa los mecanismos focales en el campo. 69

4.3. a) Diagrama del movimiento de los bloques debido a una falla y sus respectivos. Tomado de http : //www.naturalfractures.com/1,1.htm ;	
b) Ángulo de cabeceo para el vector de deslizamiento en los Mecanismos Focales con y su tipo de falla respectivo según este ángulo. . . .	70
4.4. Mapa de anomalías gravimétricas en la zona central del Perú.	73
4.5. Distribución Regional de los Mecanismos Focales por el centro del Perú. De acuerdo a esta distribución los mecanismos focales tiene una orientacion NE-SO a E-O	78
4.6. Mecanismos focales de los sismos intermedios del Nido Sísmico de Pucallpa.	81
4.7. Secciones transversales a lo largo de la zona Central del Perú, el cual comprende parte del enjambre sísmico de Pucallpa, así como, la zona de subducción Wadati-Benioff. Las secciones nos muestran las soluciones de mecanismos focales a lo largo de la placa Sudamericana en el área de estudio.	82
4.8. Secciones transversales a lo largo de la zona Central del Perú, el cual comprende parte del enjambre sísmico de Pucallpa, así como, la zona de subducción Wadati-Benioff. Las secciones nos muestran las soluciones de mecanismos focales a lo largo de la placa Sudamericana en el área de estudio.	83
4.9. Sismos con mecanismos focales inversos, donde el eje P es el eje principal de esfuerzos, que se encuentra en dirección paralela al eje horizontal.	84
4.10. Sismos con mecanismos focales normales, donde el eje T es el eje principal de esfuerzos que se encuentra en dirección paralela al eje vertical.	84
4.11. Diez sismos que no se encuentran en la clasificación de Zoback, [Zoback, 1992], pero que sin embargo evidencian el régimen extensivo a profundidades intermedias con componente extensional.	85
4.12. Sismos que indican la forma de la placa subudcente oceánica. Además se presentan los mecanismos foacles presentados en la zona intermedia del centro del Perú.	86
4.13. Dirección de los esfuerzos principales que rigen en el enjambre sísmico de Pucallpa. Se dibujo la inclinación del eje T de los mecanismos focales obtenidos en la zona. Los sismos son extensionales y se hunden en el manto.	87

5.1. Interpretación del régimen tectónico que rige en el enjambre sísmico de Pucallpa	90
--	----

Lista de Tablas

3.1. Análisis Descriptivo General - Catálogo USGS-NEIC	41
3.2. Análisis Descriptivo de Frecuencias de Años para los Sismos del Catálogo NEIC para el área de Pucallpa	45
3.3. Análisis Descriptivo General - Catálogo IGP	47
3.4. Análisis Descriptivo de Frecuencias de Años para los Sismos del Catálogo IGP para el área de Pucallpa	50
4.1. Tipo de Falla según el ángulo de cabeceo (slip) en los Mecanismos Focales.	71
4.2. Análisis Descriptivo de las 35 soluciones encontradas para el enjambre de Pucallpa	74
4.3. Clasificación de los Sismos según su Profundidad, [Tavera and Buforn, 1998]. 75	
4.4. Datos del catalogo NEIC, que compila datos de diferentes fuentes. Los planos de las fallas son descritos por Φ =azimuth, medido desde el norte; δ =buzamiento medido desde la horizontal; λ =ángulo de deslizamiento, medido entre la horizontal sobre el plano de falla y el vector deslizamiento. Los ejes P y T con sus respectivos valores de Φ =azimut y Θ =inclinación	76
4.5. Datos del catalogo NEIC, que compila datos de diferentes fuentes. Los planos de las fallas son descritos por Φ =azimuth, medido desde el norte; δ =buzamiento medido desde la horizontal; λ =ángulo de deslizamiento, medido entre la horizontal sobre el plano de falla y el vector deslizamiento. Los ejes P y T con sus respectivos valores de Φ =azimut y Θ =inclinación	77

Capítulo 1

Introducción

1.1. Antecedentes

La sismicidad y la tectónica de la región central del Perú está caracterizada por el proceso de subducción de la placa oceánica de Nazca bajo la placa continental Sudamericana. La placa de Nazca se mueve a una velocidad de convergencia de 6 y 7 cm/año, [Norabuena et al., 1999] ; [Sella, 2002]; [DeMets et al., 2010]. Esta velocidad evidencia la presencia de fuerzas que mueven a la placa de Nazca. La placa de Nazca ejerce esfuerzos sobre la placa Sudamericana generando fricción entre ambas placas por la subducción originando con el tiempo la Cordillera de los Andes. La liberación de la energía originada por estas fuerzas se manifiesta principalmente mediante la ocurrencia de sismos dentro del contexto geodinámico involucrado en el proceso de subducción. Las manifestaciones sísmicas han sido estudiadas y agrupadas según su origen, sismicidad intraplaca, interplaca, cortical [Barazangi and Isacks, 1976]. Esta sismicidad nos permite confirmar la geometría de la placa oceánica por debajo de la placa sudamericana. Siendo la geometría de la zona Wadati-Benioff de tipo normal en la región sur del Perú comprende desde los 8° latitud hasta 13° latitud y en la zona norte, la geometría es de tipo subhorizontal desde 0° latitud en el Ecuador hasta 8° latitud en el Perú [Suarez, 1983]; [Cloos and Shreve, 1996]; [Gutscher et al., 2000]; [Tavera and Buforn, 2001].

El área de estudio de esta tesis se encuentra ubicada en la región Central del Perú, bajo la ciudad de Pucallpa, Figura 1.1. La región central del Perú se caracteriza por presentar una subducción tipo plana que esta caracterizada por ausencia de arco volcánico, ángulo de inclinación de la placa 5° a 10 °, con poca liberación de momento, [Suarez, 1983]; [Gutscher et al., 2000]; [Barazangi and Isacks, 1976], [Hasegawa and Takagi, 1987], Figura 2.2. Los motivos por los cuales la sismicidad en esta zona no es de tipo normal como en las típicas zonas de subducción se debe principalmente a el efecto de la flotabilidad de la corteza oceánica joven que impide una subducción normal, así como la transición de basalto a ecogilita debido al enfriamiento de las dos estructuras litosféricas sobrepuestas, [Judge, 1998]; [Gutscher et al., 2000].

La zona de sismicidad intermedia ubicada bajo la localidad de Pucallpa se encuentra desde el punto de vista morfológico en la zona subandino central del Perú, Figura 2.1. Esta zona comprende rasgos morfoestructurales propios de la zona subandina, bloques basculados, [Dumond et al., 1992], Figura 2.3.

1.2. Planteamiento del problema

El enjambre sísmico de Pucallpa se encuentra situado bajo la región central este del Perú, esta zona pertenece a la región Subandina, fajas basculadas, [Dumond et al., 1992]. El enjambre sísmico de Pucallpa se caracteriza por presentar sismicidad intermedia, 100 Km a 190 Km, Figura 3.16. Cabe aclarar que la zona norte del Perú también presenta sismicidad intermedia, 120 a 150 Km, la cual viene acompañada de sismicidad cortical, esta sismicidad cortical está controlada estructuralmente por macizos paleozoicos, y por fallas de sobrecurrimiento, [Soles et al., 2008], mientras que en la región central del Perú la sismicidad intermedia es mucho más regional sin presentar sismicidad cortical relevante, con rasgos morfoestructurales de fajas basculadas y ausencia de macizos paleozoicos, Capítulo 2. Así diferenciamos estas dos zonas de actividad sísmica intermedia con diferentes comportamientos.

La poca actividad sísmica cortical a 700 Km de distancia respecto a la fosa en la región central del Perú se puede explicar debido a la ausencia de macizos paleozoicos, Figura 4.4 y a la presencia de fajas basculadas en vez de fajas de sobrecurrimiento. Sin embargo, la sismicidad intermedia en la misma zona está bien marcada, enjambre de Pucallpa, en un área de por lo menos de 1500 Km^2 . La acumulación de sismos intermedios proyectados en planta tiene una tendencia paralela a la cordillera con una ligera deflexión hacia el oeste (Figuras 3.13, 3.14, 3.15), la cual puede ser explicada por una contorsión de la placa como se da en otras zonas de placas subducentes o resubducción, [Hasegawa and Takagi, 1987], [Isacks and Molnar, 1971], [Gutscher, 2002]. La subducción de la Placa de Nazca bajo la Sudamericana en la región central del Perú trae como consecuencia la presencia de gran cantidad de sismos superficiales a lo largo del margen convergente y sismicidad intermedia entre 120 a 180 km de profundidad y a 600 a 700 km de

distancia con respecto a la fosa (Figuras 4.8, 3.21, 3.22).

Esta actividad sísmica intermedia ha llamado la atención de geólogos, sismólogos, geofísicos, etc los cuales han tratado de explicar el origen de forma global. El problema es que dentro de la geometría subhorizontal de la Placa de Nazca, en el extremo occidental de la región central del Perú, se presenta un nido sísmico con clara evidencia de hundimiento de la placa (Figura, 29). Esta característica fué indicada por Schneider, [Schneider and Selwyn, 1987], como un inicio de una resubduccion y por Bernal, [Bernal et al., 2002], como el desarrollo de una ruptura de la placa oceánica para hundirse en el manto. Sin embargo, no se explica el proceso en sí ; es decir, como se distribuyen los esfuerzos en profundidad lo cual ayudaría a explicar los procesos geodinámicos en esta región de la Placa de Nazca. El análisis del comportamiento sismotectónico de esta área es de gran relevancia para la comprensión de los procesos de deformación que allí se desarrollan y así evidenciar que está ocurriendo en la placa de Nazca.

1.3. Objetivos

Los objetivos de esta tesis se han dividido en generales, los cual es nos indican a donde queremos llegar con todo los análisis de los datos obtenidos y los especificos nos explican cuales han sido las vias para llegar al objetivo general.

1.3.1. Objetivo general

El objetivo general de esta tesis es caracterizar la sismotectónica a partir del análisis espacial y de los esfuerzos presentes en la región central del Perú.

1.3.2. Objetivos específicos

- Evaluar y analizar la distribución espacial de los sismos y sus mecanismos focales presentes en la región central del Perú.
- Analizar e interpretar la característica de los esfuerzos ejercidos en el llamado enjambre sísmico de Pucallpa.
- Analizarla distribución espacial, catálogos IGP, USGS-NEIC, ISC.

- Identificar la geometría de la zona de Wadati-Benioff en la región central del Perú y caracterizarla.

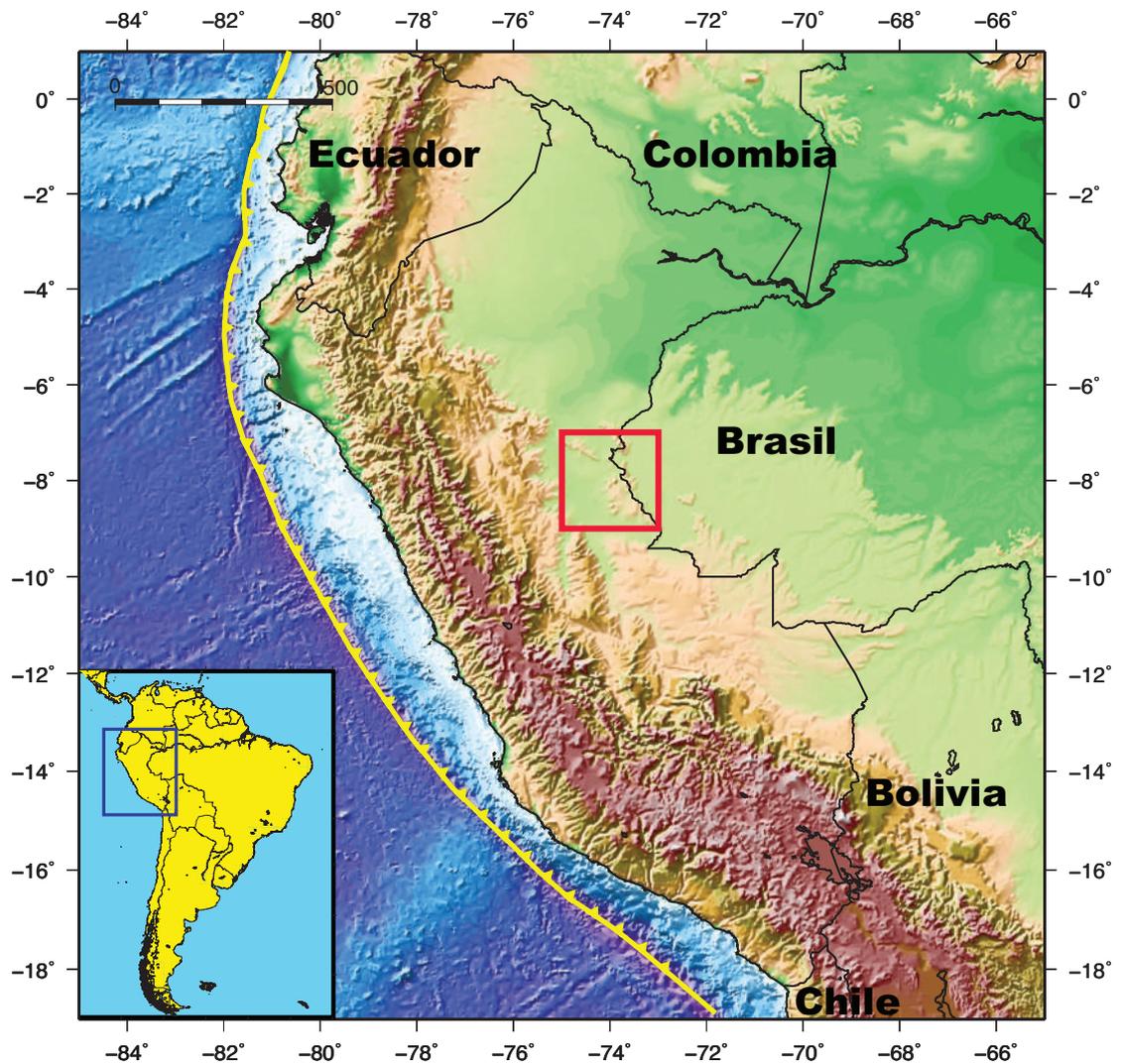


Figura 1.1: La ubicación del área de estudio desde el punto de vista regional se encuentra en la región central-este del continente sudamericano, abarcando la región central del Perú. Datos topográficos [Smith et al., 1997]

1.4. Ubicación del área de estudio

El área de estudio se encuentra ubicada en la zona subandina central del Perú entre las siguientes coordenadas geográficas, Figura 1.1:

Longitud: 75° S a 73° S,

Latitud: 7° S a 9° S Los Andes se han dividido por sus características morfológicas en tres sectores: Andes Septentrionales, Andes Centrales y Andes Meridionales, [Gansser, 1973]. El área de estudio se encuentra ubicada según el contexto geodinámico en los Andes Centrales, específicamente en la parte Subandina central del Perú.

1.5. Metodología de Estudio

Para el entendimiento de las manifestaciones tectónicas presentes en el área de interés se ha utilizado una metodología de investigación multidisciplinaria, consistente en la integración de diferentes métodos de análisis. Las metodologías se basan principalmente en la adquisición y uso de datos tratados en softwares (GMT, Zmap, AWK, etc) . Se complementa la información con información bibliográfica y los conocimientos adquiridos durante los estudios de la maestría.

1.5.1. Datos Utilizados

Datos Topográficos y Batimétricos

Se hace uso de los datos obtenidos del radar altimétrico Geosat [Sandwell et al., 1997]¹. Estos datos topográficos y batimétricos han sido utilizados para realizar mapas regionales a escala de 1 en 250 Km. Aparte, para mapas locales hemos utilizado los datos proporcionados por la página web GeoMapApp² proporcionados por *Marine Geoscience Data System* del Observatorio Terrestre de Lamont-Doherty. Los cuales comprenden datos de alta resolución 1 en 10 Km. Toda esta información ha sido procesada en el software Generic Mapping Tools [Wessel and Smith, 1998] para realizar mapas temáticos para la investigación.

¹<http://topex.ucsd.edu>

²<http://www.geomapapp.org/>

Datos estructurales

Se recopilación datos estructurales del área de estudios de diferentes fuentes como el Instituto Nacional de Geología, Minería y Metalurgia (INGEMMET), *United State Geological Survey* (USGS), y publicaciones a escalas menores realizadas en el norte peruano. La escala para las fallas tomadas de los cuadrangulos de INGGEMMET tienen una escala de 1 en 10 Km, las fallas tomadas del USGS tienen una escala 1 en 250 Km. Se pudo recopilar fallas más locales pero sólo en las zonas de mayor importancia.

Datos Gravimétricos

Se hace usos de datos gravimétricos que al igual que en los datos topográficos fueron obtenidos a partir del radar altimétrico Geosat [Smith et al., 1997], la escala para estos datos es de 1 en 250 Km. Los mapas de anomalías gravimétricas han sido graficadas en el software Generic Mapping Tools [Wessel and Smith, 1998] en esta tesis.

Datos de Sismicidad Histórica

Se recopiló los eventos sísmicos históricos que se tienen del área de estudio. A partir del catálogo del National Earthquake Information Center (USGS-NEIC)³ los eventos que comprenden entre los años 1500 hasta 1980 de Sudamerica, en donde se asume no hubo instrumentos que registrarán los sismos, sino evidencias orales y descritas por historiadores, a estos eventos se les ha dado una ubicación de referencia y una magnitud calculada a partir de las intensidades descritas. La recopilación del sismólogo peruano E. Silgado, [Silgado, 1978].

Datos de Sismicidad Instrumental

Se analizó datos sísmicos instrumentales del área de estudio utilizando los catálogos del Instituto Geofísico del Perú (IGP) datos locales ⁴ y del National Earthquake Information Center (USGS-NEIC) y del Centro Internacional Sismológico (ISC) ⁵ datos regionales.

³<http://neic.usgs.gov/neis/epic/>

⁴<http://www.igp.gov.pe/>

⁵<http://www.isc.ac.uk/>

Soluciones de Mecanismos Focales

Se utilizaron las soluciones de los mecanismos focales que se encontraron en el area dadas por el Servicio Geológico de los Estados Unidos USGS-NEIC. Estas se encuentran detalladas en la pagina web del USGS-NEIC ⁶. Este catálogo recopila las soluciones del catalogo de la Universidad de Harvard ⁷, del Servicio Geológico de los Estados Unidos y de otras publicaciones. Se obtienen los siguientes datos: longitud, latitud, profundidad, fecha, tiempo; valor, cabeceo y azimuth del eje T, P y N; la orientación, el cabeceo y el buzamiento de los planos nodales 1 y 2 y la energía liberada por los sismos en Nm. Los mecanismos focales son de sismos mayores a 5 Mw y se trabajó mayormente con los sismos de profundidades corticales como se vera en el Capítulo 4.

1.5.2. Manejo de softwares

En la parte de investigación se usó el software *Generic Mapping Tools* (GMT) ⁸, para generar mapas temáticos de alta calidad tanto imágenes raster como vectoriales. Además de elaborar mapas gravimétricos, sísmicos, estructurales así como secciones topográficas, sismológicas, sismotectónicas con una buena resolución generando archivos de salida vectoriales. La edición y selección de datos de ingreso para ejecutarlos en el GMT fueron manejados con herramientas UNIX con el lenguaje de programación AWK, el cual facilitó la edición de los datos en formato ASCII para ser ingresados al software GMT. Para evaluar y analizar los catálogos IGP y USGS-NEIC se utilizó el software Zmap ⁹ la cual es una rutina del Matlab, que fue elaborado para estudios simológicos.

⁶<http://neic.usgs.gov/neis/sopar/>

⁷<http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>

⁸<http://gmt.soest.hawaii.edu/>

⁹<http://www.geociencias.unam.mx/~ramon/ZMAP/intro.html>

1.5.3. Elaboración de mapas

En general en la parte de investigación se elaboraron los siguientes mapas: Para el análisis y las interpretaciones se realizaron varios mapas todos ellos ploteados en el software GMT. A continuación el detalle de los mapas realizados para esta tesis:

- Mapas de sismicidad regional y local.
- Mapas estructurales; para la proyección de las fallas y unidades geológicas.
- Mapas de anomalías gravimétricas.
- Secciones transversales de sismicidad
- Secciones transversales sismológicas en las zonas de alta sismicidad.
- Mapas con soluciones de mecanismos focales.
- Secciones transversales de mecanismos focales a nivel regional y local.

Capítulo 2

Contexto Geodinámico y Geología Regional

La subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana es la principal fuente que define la geodinámica en el área de estudio y en todo el continente sudamericano. Esta subducción presenta un comportamiento característico en el área de estudio en la cual la placa subduce con un ángulo de subducción de 28° hasta una profundidad de 120 Km a partir de la cual la subducción se vuelve subhorizontal *flatslab* (Figura 2.2). Esta característica origina la ausencia de vulcanismo la presencia de mayor acoplamiento entre placas y la presencia de sismicidad intermedia. Las principales manifestaciones morfológicas de esta interacción de placas en la superficie es la deformación cortical y la presencia de los Andes. Los Andes se han dividido por sus características morfológicas en tres sectores: Andes Septentrionales, Andes Centrales y Andes Meridionales. El área de estudio se encuentra en el contexto de los Andes Centrales específicamente en la parte subandina Central.

2.1. Entorno Tectónico

2.1.1. Interacción de las placas Nazca-Sudamérica

A lo largo del área de estudio con latitudes entre 3° Sur a 8° Sur, la placa de Nazca subduce debajo de la placa Sudamericana con un índice de convergencia entre ~ 6 y 7 cm/año, [DeMets et al., 1990] corroborada por estudios de velocidad relativa con GPS por Sella, [Sella, 2002]. La velocidad de convergencia de la placa oceánica de Nazca es una de las más altas en el mundo y corresponde a una placa relativamente joven.

2.1.2. Placa de Nazca

Es una placa oceánica que se encuentra ubicada en la parte este del Océano Pacífico y esta limitada por tres centros de expansion; por el norte con el centro de expansion Cocos-Nazca, por el sur con la zona de divergencia Placa Antártica, por el oeste con la dorsal Oriental del Pacífico y por el este con la fosa Perú-Chile. En

esta placa se diferencian dos partes separadas por la Zona de Fractura Grijalva (GFZ). Al norte de esta fractura la placa comprende edades de ~ 25 Ma y al sur de la fractura la placa comprende edades de ~ 32 Ma (Hey,1977; Gutscher et al, 1999). El área de estudio se encuentra sobre la zona de mayor edad al sur de la GFZ, Figura 2.1. Sobre la placa de Nazca existen dorsales que son áreas topográficas altas y que fueron material de puntos calientes con densidades menores a la placa [Gutscher et al., 2000]. En el área de estudio la dorsal que podría tener influencia sobre la simotectónica las Fractura de Mendaña la cual afecta al comportamiento sismotectónico de los alrededores como se vera en el Capitulo 4, Figura 2.1.

2.1.3. Subducción Subhorizontal

A la subducción de la placa con un ángulo subhorizontal y sismicidad menos profunda que la normal entre dos placas se le ha denominado subducción subhorizontal. En una subducción de estilo normal, Figura 2.2(a), el ángulo de subducción es de $\sim 30^\circ$ hasta profundidades de ~ 200 a ~ 300 Km mientras que en el caso de una subducción de estilo subhorizontal el ángulo es de 30° a 10° hasta una profundidad de ~ 100 km en donde cambia a un ángulo casi horizontal de orden de 5° , Figura 2.2(b), [Barazangi and Isacks, 1976, Hasegawa and Selwyn, 1981], trayendo como consecuencias comportamiento diferentes a la subducción de estilo normal. Cuando la placa subductante pasa de un ángulo normal a uno más superficial, la astenósfera es desplazada con dirección a la subducción permitiendo que el arco magmático, normalmente posicionado sobre la zona de subducción, pierda su principal fuente de magmatismo. Como resultado, la zona de magmatismo sigue a la astenósfera extinguiendo, así, algún indicio de vulcanismo. Segundo, reemplazando la astenósfera caliente debajo de la corteza, con una litósfera más fría, hará enfriar la geoterma la cual endurecerá la corteza. Este comportamiento se da en varias partes del mundo al NE de Colombia, Costa Rica, Mexico, al sur de Alaska, al S de Japón, y al oeste de Nueva Guinea [Gutscher et al., 2000].

2.1.4. Piedemonte o Zona Subandina

La llamada faja subandina es una zona activa de fajas plegadas y corridas sobre la parte este de los Andes, esta limitada por la Cordillera de los Andes y el

cratón brasilero. Morfoestructuralmente la zona subandina comprende 2 subzonas, Figura 2.3. La faja plegada y escurrida (STFB), que aflora principalmente en el piedemonte superior y la Zona subandina de bloques basculados (STBZ). Faja plegada y escurrida (STFB): Fue originada en el Mioceno superior, que se extiende a todo lo largo de las colinas altas de la Ceja de Selva. Los cabalgamientos mayores de la faja tectónica reproducen límites morfológicas importantes. Pero el estilo tectónico es muy diferente al de las colinas altas, caracterizado mayormente por bloques basculados y fallas profundas con amplios pliegues asociados (STBZ), [Dumond et al., 1992].

Zona subandina de bloques basculados (STBZ): Está limitada al este y al norte por la Falla de Tapiche, que corre a lo largo del borde nororiental de la Sierra de Moa (Mégard, 19841) ;el límite suroriental es el Arco de Fitzcarrald, una estructura plegada y fallada de dirección NE-SW probablemente heredada de las estructuras paleozoicas (Oppenheim, 1975). Los movimientos de basculamiento ocurrieron a lo largo de profundas fallas, y las rocas paleozoicas afloran a lo largo de algunas fallas así como en las estructuras dómicas. Un magmatismo Plioceno hiperalcalino (Steward, 1971) resultó probablemente de la tectónica de fallas profundas, y el área quedó caracterizada por un flujo geotérmico anormalmente alto, expresado por fuentes termales. El patrón estructural de la STBZ puede ser comparado con aquel de la sierras Pampeanas del noreste argentino (Jordan et al., 1983). Así como las Sierras Pampeanas, la STBZ está situada encima de un segmento de subducción horizontal, aunque las relación es geodinámicas entre las estructuras superficiales y la geometría del segmento horizontal no sean claras.

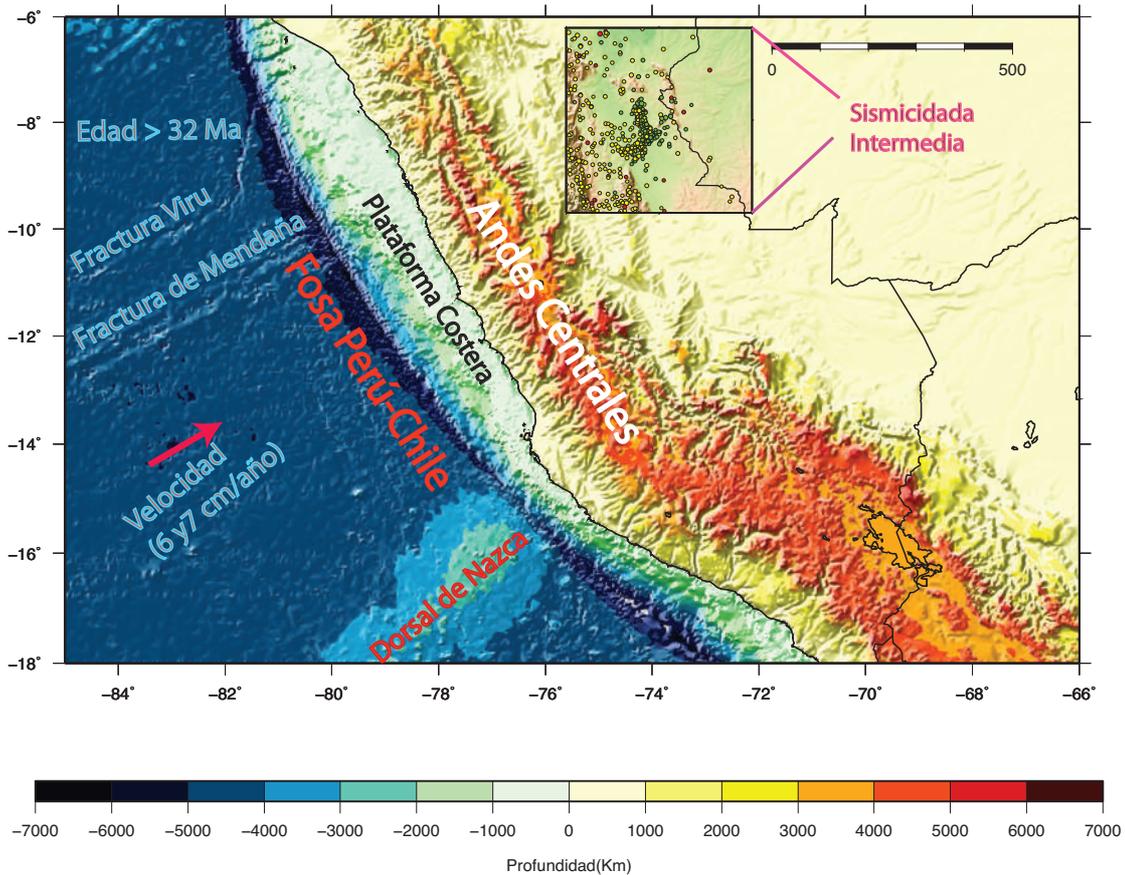


Figura 2.1: Esquema Geodinámico y Tectónico del área de estudio. La flecha magenta representa la dirección del movimiento relativo de la placa de Nazca respecto a la placa Sudamericana [DeMets et al., 1990]; entre los 2000 a 7000 m tenemos la Cordillera de los Andes, mas al este se encuentra la zona subandina después de la cual se tiene una superficie casi plana rellena con material cuaternario y la presencia de rios, [Roddazz et al., 2005]

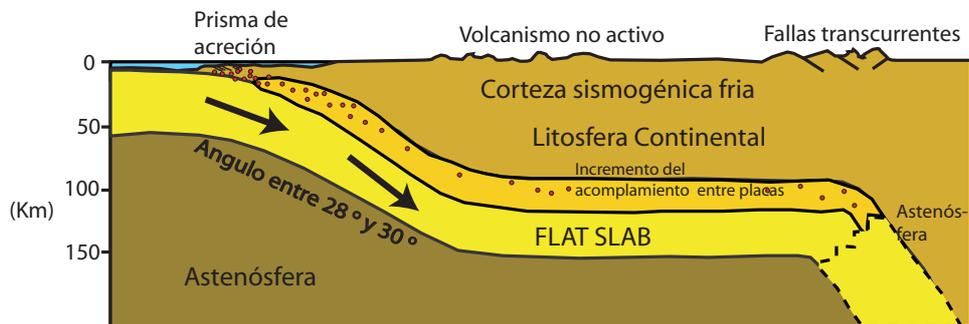


Figura 2.2: Comportamiento característicos de una zona de subducción activa: a) Placa subducente normal, ángulo de subducción mayor a 30° con presencia de volcanismo activo. b) Placa subducente subhorizontal '*flat slab*' en la cual el ángulo de subducción es casi subhorizontal de 5° a 10° , con ausencia de volcanismo activo. Esquema tomado de Gutscher, [Gutscher et al., 2000]

2.2. Geología Regional

El área de estudio presenta estructuras que obedecen a un modelo cuyos bloques de edad paleozoica afloran al Norte y Sur. Las rocas del Mesozoico circundan el área ampliamente por el Norte, Oeste, Sur y afloramientos reducidos en el extremo este del área. El afloramiento de estas secuencias sedimentarias antiguas se deben probablemente al fallamiento en bloques y de bajo ángulo. Las principales estructuras observadas en la superficie del área de estudio son ondulamientos débiles en secuencias sedimentarias Cenozoicas. En la sección geológica A-A (Figura 2.4 a) podemos ver que el área de trabajo se enmarca sobre el flanco oriental de la cuenca estructural formando un megamonoclinal de bajo ángulo correspondiente a sedimentos del Cenozoico y que sobreyacen aparentemente en forma concordante a la cuenca estructural del Mesozoico los cuales forman monoclinales de ángulo moderado, de buzamientos Oeste, estas estructuras, como se puede deducir se han desarrollado como resultado de la Tectónica Andina. (Fase Incaica) En el perfil BB (Figura 2.4 b) se puede ver una ligera anomalía estructural de derecha a izquierda los primeros 45 Km muestran horizontes sedimentarios ondulados de tendencia general subhorizontal, limitado por un fallamiento normal, a pesar de estar interrumpida la Formación Chambira por el fallamiento normal, sigue manteniendo un buzamiento débil en dirección SO. El otro rasgo estructural de dominio amplio son los fallamientos y alineamientos tal como se puede ver en la Figura 2.5. Muchos de los fallamientos interpretados de las imágenes LANDSAT y RADARSAT evidencian movimientos de rumbo dextrales y sinestrales asociadas a fallas expuestas en sedimentitas competentes del Cenozoico. Algunos de estos fallamientos también involucran al Mesozoico. Las fallas normales son muy difíciles de ver en superficie debido a que los saltos de falla no son muy pronunciados ya que la litología de las unidades afectadas son casi uniformes, a pesar de ello se han foto-interpretado algunas fallas en el cuadrángulo Cangallo.

2.2.1. Estructuras Principales

Las principales estructuras que conforman el área de estudio se encuentran bien definidas y delimitadas a ambos lados del río Ucayali. Así, la margen izquierda hacia el Oeste se caracteriza por presentar una cobertura de material cuaternario donde no se observan pliegues ni fallas; mientras que al Este del Uca-

yali se encuentran estructuras, representadas por: ondulamientos, plegamientos y fallamientos. La estructura más extensa y representativa lo constituye el megamonoclinal que se ha formado en sedimentos del Paleógeno-Neógeno, que buza al Oeste tal como se observa en los perfiles, el buzamiento es de bajo ángulo; pero lo suficiente como para poner debajo de la formación suprayacente varios cientos de metros de sedimentos. Este buzamiento está muy relacionado con el buzamiento de los ondulamientos que forma la secuencia sedimentaria cuya inclinación en general es menor de 10° (INGEMMET).

Este megamonoclinal ubicado al Norte del área de estudio (cuadrángulos de San Roque), se encuentra ligeramente interrumpido por un ondulamiento pronunciado, el que ha permitido el afloramiento de la formación Yahuarango. Así mismo está interrumpido en su parte media por un cuerpo intrusivo subvolcánico. Tanto al sur como al este del intrusivo, en la interrupción del megamonoclinal han intervenido otros factores como fallamientos que han puesto en evidencia la presencia de las rocas cenozoicas (INGEMMET).

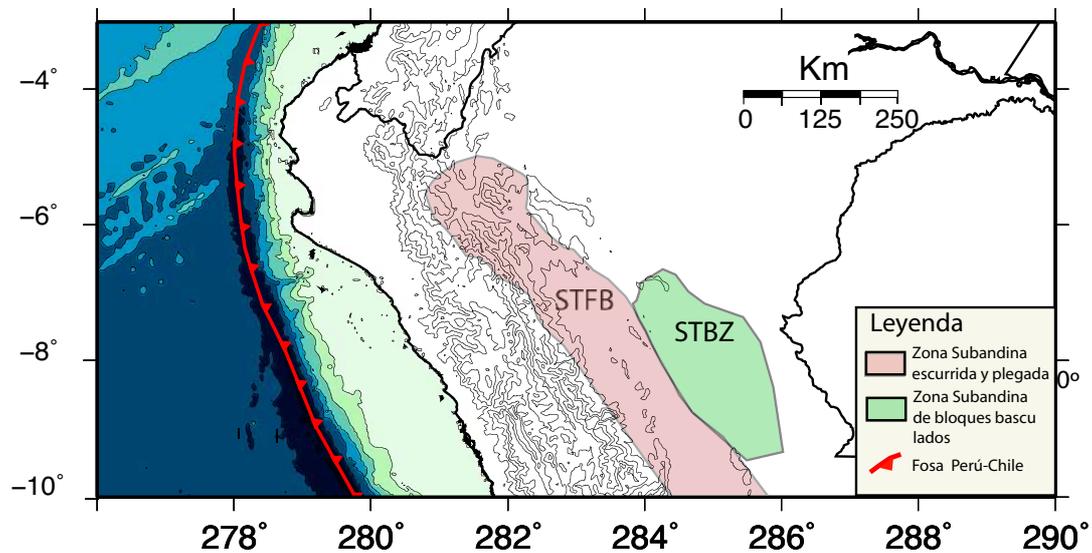


Figura 2.3: Esquema morfoestructural del Oriente peruano. Faja subandina escurrida y plegada (STFB); Zona subandina de bloques basculados (STBZ), tomado de [Dumond et al., 1992].

Fallamiento

Los fallamientos y lineamientos en el área de estudio se encuentran ubicados principalmente al Este y Noreste del río Ucayali. Aunque las fallas que se encuentran en la margen izquierda del río Ucayali o Suroeste del área de estudio corresponde a fallamientos profundos con orientación NE-SO, Figura 2.5. Estas fallas identificadas tomados de la interpretación hecha en los trabajos realizados por empresas petroleras basados en perfiles sísmicos.

Los fallamientos que se encuentran en la margen derecha del río Ucayali al parecer tratan mayoritariamente de reactivaciones tectónicas profundas (Ver fallas de Secciones AA, BB, Figura 2.4) las que se encuentran en la parte norte son normales con rumbo general andino (NW-SE). Una de ellas la falla Roaboillo con una longitud de mas de 30 Km. pone en contacto en forma abrupta las formaciones Ipururo y Chambira, Sección AA (Figura 2.4). También se encuentran fallamientos sinestrales y dextrales, estas fallas estan concentradas en lo que es el anticlinal, característicamente tiene rumbo NE-SO, de pequeña longitud han causado movimiento horizontales que han desplazado varias centenas de metros a las sedimentitas y a las estructuras longitudinales. Una de esas fallas que se encuentra en un anticlinal con orientación N-S (Figura 2.5). Los fallamientos en la zona aluvial del río Ucayali , por lo general no son de mucha trascendencia sólo han afectado a sedimentos neógenos, se han interpretado como lineamientos y tienen rumbo dominante N-S y NE-SO, probablemente se deban a reactivaciones de fallamientos profundos (Figura 2.5).

Al noreste de la Figura 2.5, las fallas existentes son normales y de rumbo (dextrales y sinestrales), cuya característica común es que tienen rumbo NE-SO y afectan principalmente a sedimentitas del Cretáceo y en menor proporción a rocas paleógenas.

En el sector noreste de la Figura 2.5 se observa la presencia de lineamientos al parecer están relacionados a un cuerpo intrusivo, todas con rumbo NE-SO. Sólo existe un lineamiento que cruza el intrusivo con una orientación (NO-SE) en las secuencias en las secuencias neógenas y son consideradas de movimiento vertical, axial como a las fallas de orientación aproximada N-S. Este es el caso de la falla Ángela de mas de 45 Km de longitud que pone en contacto a las formaciones Chambira y Yahuarango aunque no permite observar los límites de

ambas unidades.

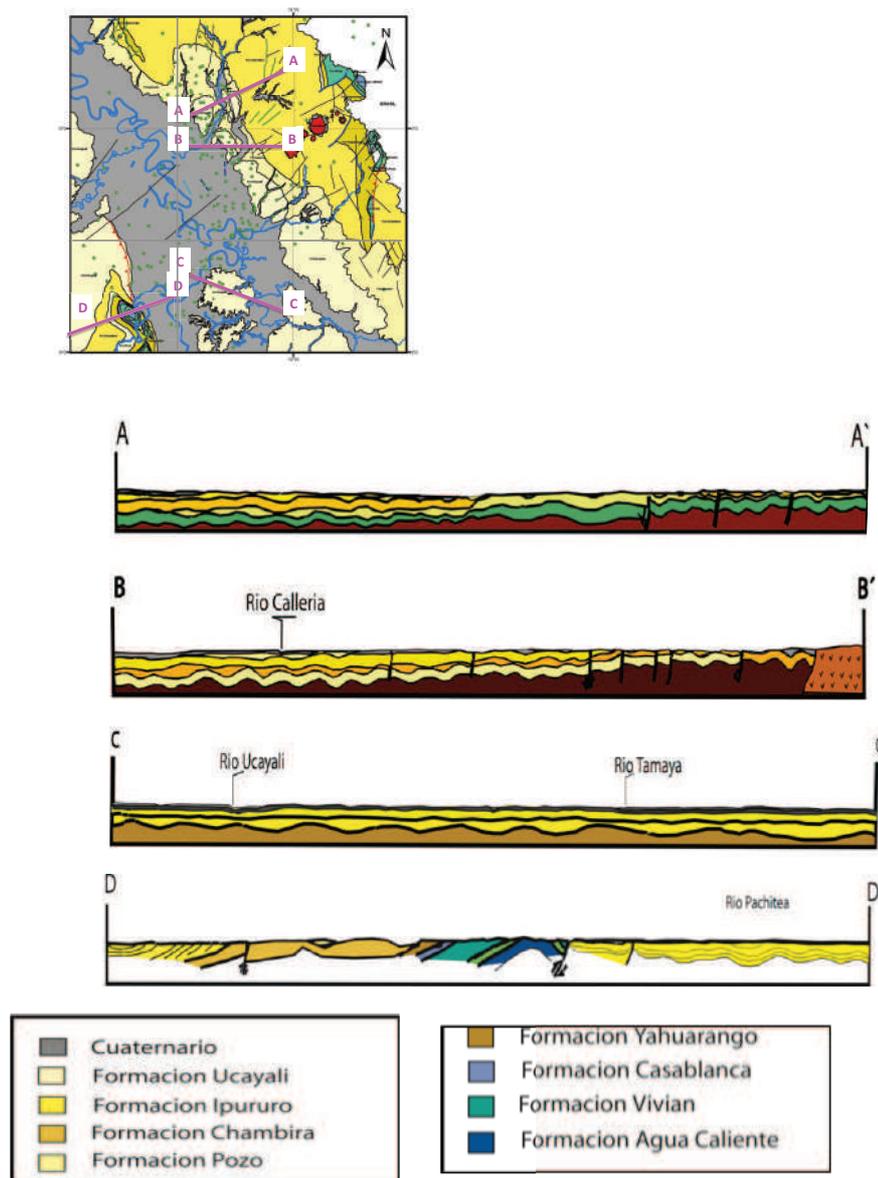


Figura 2.4: Secciones Geológicas y Estructurales del área de estudio. Tomando los cuadrángulos 16n, 16ñ, 16m, 17n, 17ñ, 17m, 18n, 18m, 18ñ. Boletín n° 114, 102,94, INGEMMET. Las secciones muestran cuencas controladas estructuralmente por fallas normales en donde afloran rocas extrusiva y rocas mesozoicas. La ausencia de macizos paleozoicos como diferencia la parte central del Perú con el norte peruano.

Los fallamientos sinestrales y dextrales de corta longitud y de orientación NE-SW se circunscriben a las rocas cretácicas, se observa en la Montaña del Moa al Norte de la Quebrada Mateo. El desplazamiento horizontal de estas fallas puede alcanzar varios cientos de metros. Afectando a las rocas cretácicas se encuentran

fallamientos inversos que ponen al anticlinal en posición echada al Este, dejando en contacto a sedimentitas del Cretáceo con rocas del Mioceno, tal es el caso del fallamiento Cantagallo al este de la zona sísmica con buzamiento paralelo a los Andes, que tiene cierto paralelismo con la falla Angela, aunque también se puede ver que afecta a las formaciones Chambira e Ipururo al Oeste del caserío de Cantagallo, Figura ??.

Relación entre la sismicidad intermedia y la geomorfología de la zona

En la figura 2.6 se observa que el emplazamiento de los sismos se encuentran sobre una zona deprimida donde se ha depositado material cuaternario y en donde se encuentra un río. La presencia de fallas normales en la zona nos puede indicar que hay alguna relación entre esta sismicidad y la geomorfología que presenta la zona. La ausencia de macizos paleozoicos pueden haber tenido un papel importante en el comportamiento de sismicidad del área.

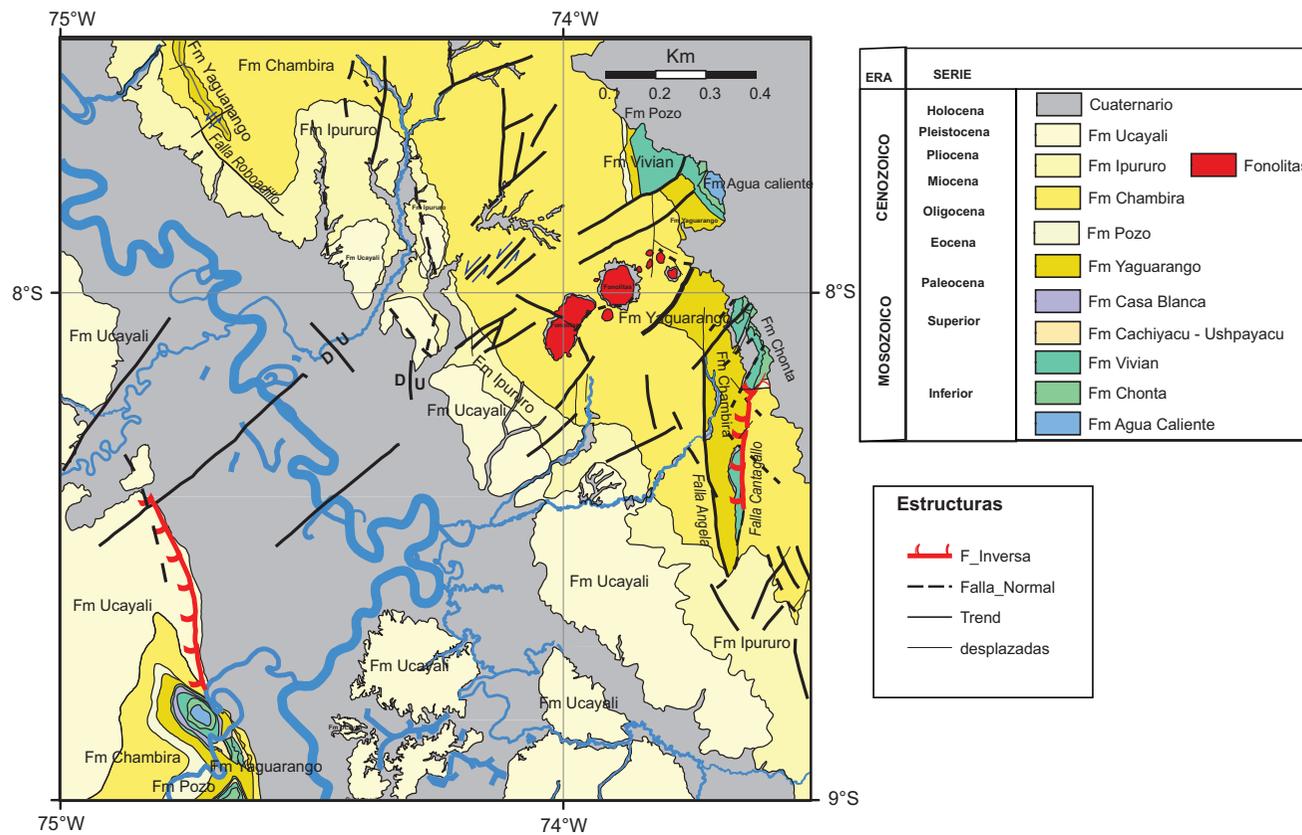


Figura 2.5: La geología sobre el enjambre de Pucallpa muestra una zona deprimida rellena con material cuaternario, el cual se encuentra controlado por dos fallas inversas que manifiestan la presencia de bloques basculados, [Dumont and Fournier, 1994] y que atraviesa el río Ucayali. Los afloramientos cenozoicos así como el subvolcánico están asociados a fallas lo que nos indica posiblemente la relación entre la morfotectónica de la zona con el enjambre de Pucallpa. Mapa Geológico y Estructural tomando de los cuadrángulos 16n, 16ñ, 16m, 17n, 17ñ, 17m, 18n, 18m, 18ñ. Boletín n° 114, 102,94, INGEMMET.

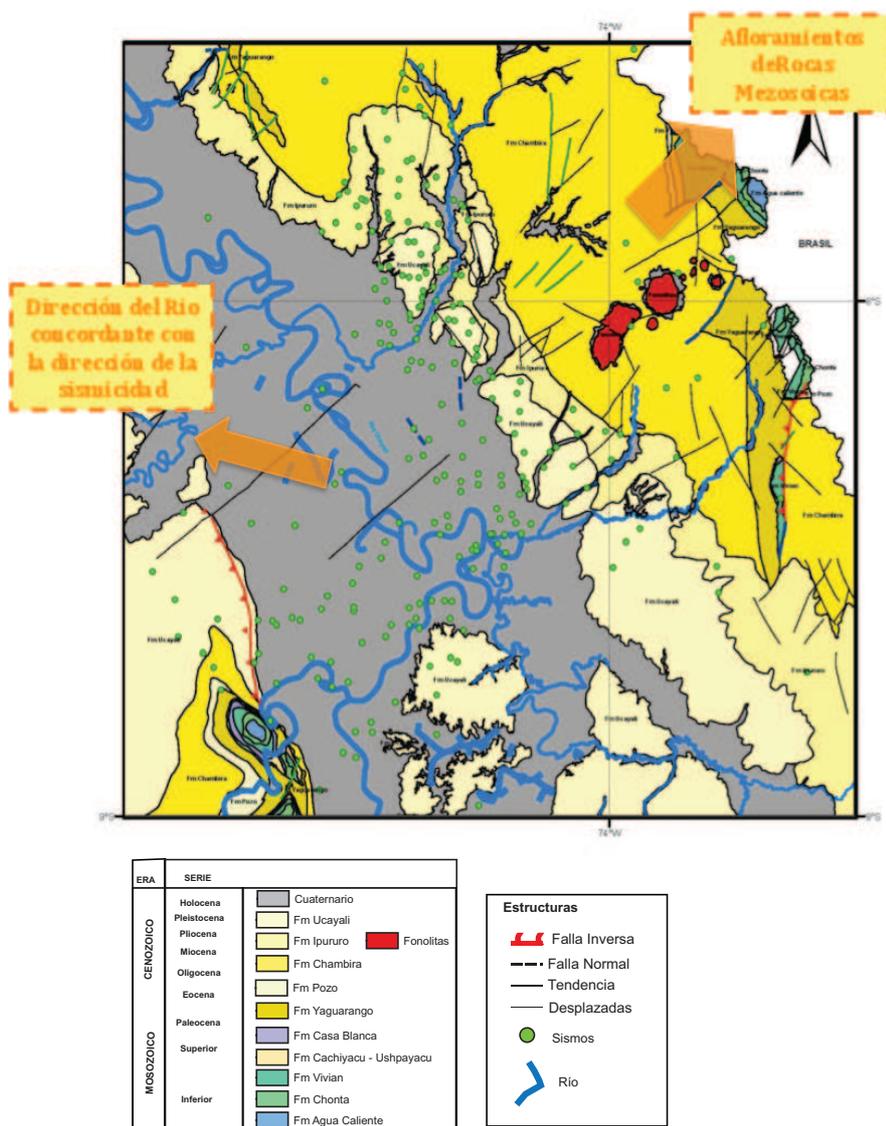


Figura 2.6: Sismicidad, círculos verdes, sobre el Mapa Geológico y Estructural del área de estudio. La sismicidad se encuentra situada aproximadamente bajo el material cuaternario el cual esta controlado por dos fallas inversas. La correlacion entre las fallas normales en superficie y el tipo de esfuerzos que predomina el enjambre de Pucallpa nos indica que este lugar es afectado en superficie por este fenómeno

Capítulo 3

Sismicidad

En el presenta Capítulo se realiza una descripción del comportamiento sísmico del área de estudio. Para ello se hace una introducción de los conceptos básicos de sismología que abarca este capítulo. Luego se realiza el análisis de la distribución sísmica. Para lo cual, estudiamos la sismicidad histórica la que nos indicará como se comportó la sísmica antes del uso de instrumentación para el registro de la sismicidad. Para ello se estudió la recopilaciones de sismicidad histórica del sismólogo Enrique Silgado y el catálogo proporcionado por el National Earthquake Information Center (NEIC) que corresponde a una recopilación de datos del "Programa para la mitigación de los efectos de los terremotos en la región Andina"(SISRA). Posteriormente se hace el análisis estadísticos de la distribución de la sismicidad instrumental utilizando los catálogos proporcionados por el National Earthquake Information Center (NEIC) y el Instituto Geofísico del Perú (IGP). Finalmente se sectorizó este comportamiento sísmico con respecto a zonas de mayor acumulación sísmica.

3.1. Generalidades

3.1.1. Sismología

El material de la Tierra responde casi elásticamente sobre la aplicación de fuerzas de corto tiempo y se comportan de manera viscosa sobre fuerzas aplicadas por períodos largos. El tiempo de estas fuerzas depende del tipo de material en el cual actúan. La vibración mecánica resulta del comportamiento casi elástico las cuales involucran excitación y propagación de ondas en el interior siendo registradas estas ondas por los sismógrafos. La sismología es entonces la ciencia que se encarga del estudio de la generación, propagación y registro de las ondas elásticas generadas en el interior de la Tierra y de la fuente que lo producen. Su enfoque se da en la teoría fundamental de la física esencial de las ondas sísmicas y de la aplicación de esta teoría para extraer información acerca de la estructura interna y los procesos dinámicos en la Tierra que se encuentran en los sismogramas y en los registros instrumentales de las vibraciones mecánicas del planeta. La sismo-

logía por lo tanto nos da a conocer como las propiedades elásticas de la Tierra demuestran muchas características del estado que presenta la Tierra actualmente así como los procesos que ocurren en el sistema dinámico global.

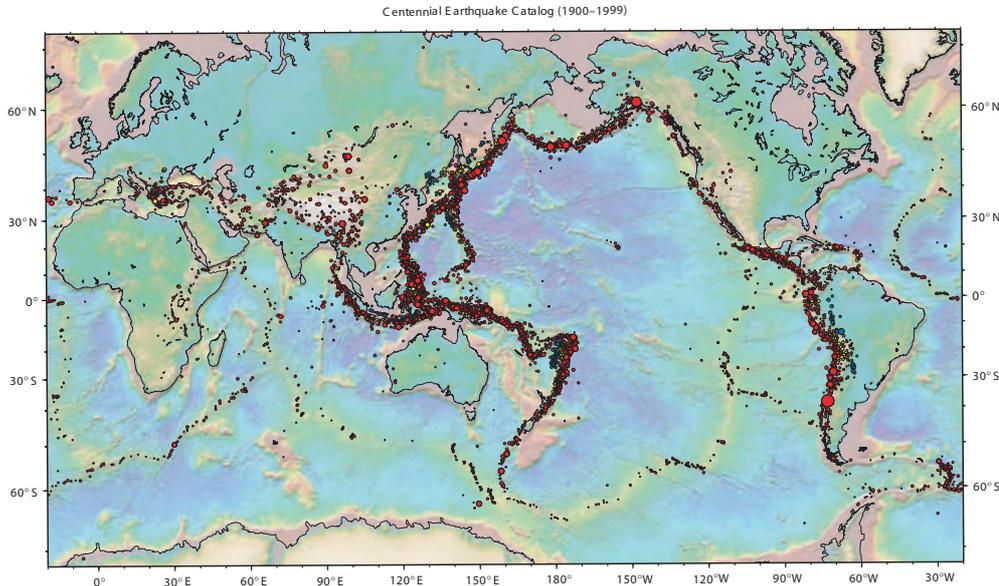


Figura 3.1: Mapa sísmico Global del Catálogo Centenial (1909-1999). Distribución de sismos de acuerdo a la profundidad. Círculos rojos=eventos superficiales ($0 < h \leq 70$ Km), círculos amarillos=intermedios ($70 < h \leq 350$ Km); círculos azules=profundos ($350 < h \leq 700$).

3.1.2. Escalas de Magnitud

La mejor manera de cuantificar el tamaño de un sismo es determinando el momento sísmico M_0 , y la forma completa de la fuente del espectro. Esto se puede hacer recuperando la función tiempo de la fuente de cualquiera de las ondas superficiales o de cuerpo, sin embargo, esto requiere relativamente un modelo completo de la forma de la onda en cuestión. Por lo cual se desea tener una medida del tamaño del sismo mucho más simple, por ejemplo, usando la amplitud de la fase de un solo sismo, como la onda P. Desafortunadamente, la amplitud y la característica de la forma de onda de las ondas P y S son proporcionales al índice de momento; por lo cual, las diferentes historias de dislocación de las fallas con el mismo momento pueden producir muy diferentes señales de amplitud. Además, los efectos de la función del tiempo dependerá en la observación de la frecuencia de la banda y por lo tanto la amplitud de varias fases de cada instrumento variará grandemente de uno a otro instrumento siendo entonces estas

medidas muy relativas. Dejando estas limitaciones de lado y basados en la medida de las amplitudes que son actualmente aun muy usadas debido a su simplicidad y a su alta frecuencia de movimiento en una banda angosta de frecuencia, las cuales son las responsables de los daños ocasionados por sismos, se consideran estas escalas de medidas para el estudio de las ondas sísmicas.

Magnitud Local (MI)

La primera escala fue desarrollada por Richter en los comienzos de 1930. La escala es definida como el logaritmo decimal de la amplitud máxima del registro del sismo en un sismógrafo del tipo Wood-Anderson con constantes específicas (periodo=0.8 segundos, amplificación estática=2800 y factor de amortiguamiento=0.8) ubicado a 100 Kilómetros de la fuente sísmica. Para su determinación se utiliza la siguiente expresión:

$$MI = \text{Log}A - \text{Log}A_0$$

donde A es la máxima amplitud traza registrada y A_0 la amplitud máxima por un sismo patrón de magnitud $M=3$. Cálculo de la Magnitud Local: A continuación un ejemplo de como se calcula la magnitud local por medio de medidas sobre un sismograma Figura3.2.

- Medir la distancia al foco utilizando el intervalo de tiempo entre las ondas S y P. (S-P=24s)
- Medir la altura máxima del movimiento de onda sobre el sismograma (23 mm).
- Trazar una línea recta entre los puntos correspondientes de las escalas de distancia (izquierda) y amplitud (derecha) para obtener la magnitud (MI=5.0).

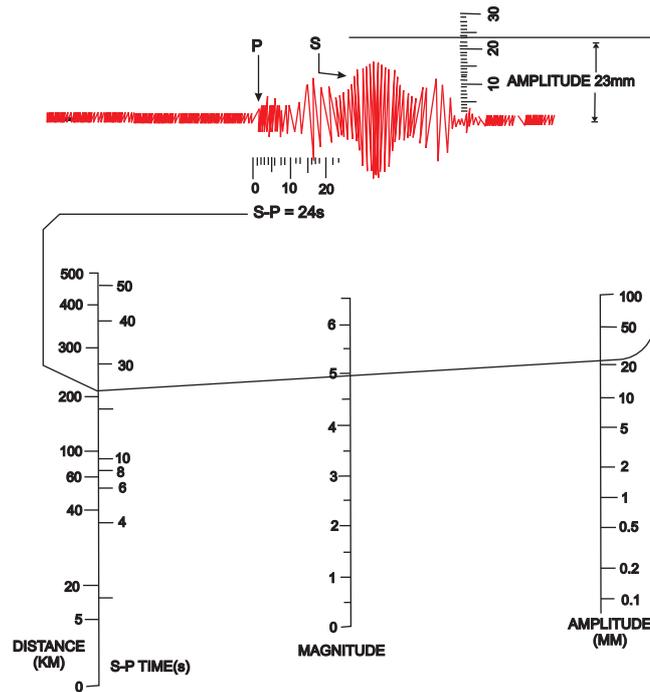


Figura 3.2: Método para el cálculo de la Magnitud Local según el modelo Richter

Magnitud de ondas superficiales (Ms)

Este tipo de magnitud se obtiene a partir de la amplitud máxima de las ondas superficiales (Rayleigh y/o Love) debe ser medida en su modo fundamental con períodos (T) entre 18–22 segundos. Esta escala fue introducida por Richter en 1942 y se utiliza para el cálculo de lamagnitud de telesismos. En dicha escala se debe considerar correcciones en función de la distancia epicentral y la profundidad del foco del sismo. La relación utilizada para el cálculo de Ms corresponde a la fórmula Praga:

$$M_s = \text{Log}(A/T) - 1.66\text{Log}(\Delta) + 3,3$$

Donde , A es la amplitud del desplazamiento del suelo en micras y Δ la distancia epicentral en grados. La fórmula anterior es válida para sismos ocurridos a distancias comprendidas entre $20^\circ < \Delta < 90^\circ$.

Magnitud de ondas de volumen (mb)

Esta escala fue introducida por Gutenberg (1945) y toma como referencia la amplitud máxima de las ondas de cuerpo P y S con períodos entre 1 a 10 segundos. La magnitud, es calculada a partir de la relación de la amplitud con su correspondiente período (A/T), siendo válida para sismos ocurridos a diferentes profundidades y a distancias comprendidas entre 5° y 90° . La relación que permite calcular mb es conocida como la fórmula de Gutenberg.

$$mb = \text{Log}(A/T) + Q(\Delta, h)$$

donde, A es la amplitud reducida al movimiento del suelo en micras, T el período (seg.), Q la atenuación del medio expresada en función de la distancia epicentral Δ y la profundidad (h) según las tablas de Gutenberg y Richter (1956).

Magnitud de duración (M_D)

Esta escala fue introducida por Lee et al (1972), para calcular la magnitud de sismos locales y regionales utilizando sismógrafos de período corto con registros en papel. Esta escala se fundamenta en que un sismo pequeño produce un registro de corta duración; mientras que para uno mayor tiene mayor duración; por lo tanto, existiría una relación entre el tamaño del sismo y la duración de su respectivo registro. Para estimar esta magnitud se considera la duración del registro del sismo (t), al inicio del arribo de la onda P hasta cuando la amplitud de la misma se confunde con el ruido de fondo. Esta magnitud fue definida con la siguiente relación.

$$M_D = a + b \text{Log}t + c(h) + d\Delta$$

donde t , es la duración del registro del sismo en segundos, h la profundidad expresado en Km, Δ la distancia epicentral en Km. Los valores a , b , c , d son constantes que tienen que ser determinadas para cada estación.

Magnitud momento (M_w)

Para estimar la magnitud momento M_w , es necesario conocer directamente el momento sísmico (M_0). El momento sísmico es una medida mas consistente del

tamaño del sismo ya que se basa en la energía que irradiada por el sismo y hoy en día es uno de los parámetros más importantes. Este puede obtenerse a partir de la relación establecida por Aki (1966):

$$M_w = \mu \cdot S \cdot D$$

donde μ es el módulo de rigidez. S el área de la falla y D el desplazamiento medio sobre el plano de falla. A partir del M_0 , Kanamori (1977) propone una nueva escala de magnitud conocida como magnitud momento.

$$M_w = 2/3 \text{Log}(M_0) - 6.0$$

Donde M_0 es el momento sísmico que viene expresado en Nm.

3.1.3. Estadística de los sismos

Los sismos se pueden analizar estadísticamente manejándolos en grandes grupos. Los primeros estudios estadísticos de sismicidad fueron hechos por Gutenberg y Richter en 1941. Ambos estudiaron los datos disponibles de todas las regiones de la Tierra y encontraron que el número N de sismos mayores de una magnitud M, que ocurren en un tiempo determinado, es función de la magnitud:

$$\text{Log } N(M) = a - bM,$$

donde a y b son constantes. En general sismos de pequeñas magnitudes son más frecuentes que los sismos grandes. Como se observa esta relación se ajusta a una recta, Figura 3.3, y describe el número de sismos esperados para cierta magnitud. De este concepto se parte para varios cálculos, por ejemplo, para hallar el completeness, para la recurrencia de sismos. Presentando sin embargo algunas inconvenientes cuando no hay muchos datos. Esta relación puede ser aplicada con cierto nivel de solo para áreas y no para terremotos individuales mayores relacionados a ciertas fallas.

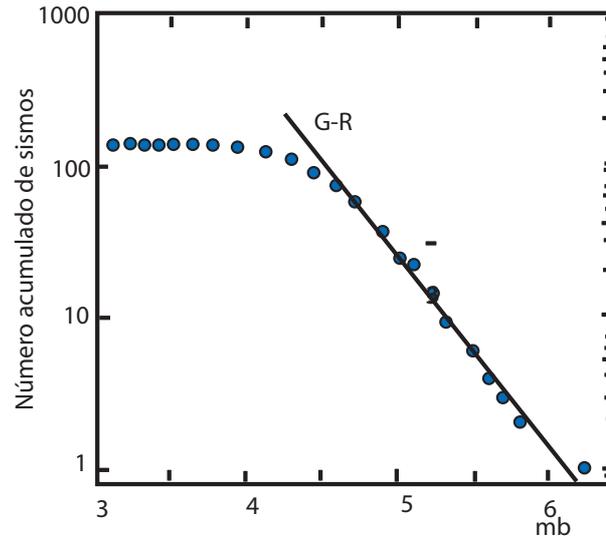


Figura 3.3: Relación entre la magnitud y la frecuencia, en una escala semilogarítmica de la sismicidad del círculo de fuego del Pacífico.

3.1.4. Catálogo sísmico

Un catálogo sísmico define una base de datos válida para realizar cualquier estudio en el campo de la sismología (microsismicidad, patrones de sismicidad, variación de velocidades, predicción de sismos, etc). Para tal fin, todo catálogo, debe contener en su totalidad los parámetros que caracterizan a un sismo (fecha, hora de origen, latitud, longitud, profundidad, magnitud e intensidad) calculados en las mismas condiciones de entorno a fin de constituir una base de datos homogénea (Tavera y Agüero, 2000). Cuanto más precisos sean los datos, mayor es la posibilidad de realizar estudios sísmicos detallados. Si los catálogos no constituyen una base de datos consistentes puede crear problemas al momento de identificar patrones de sismicidad o estimar el peligro de riesgo sísmico de una determinada región sísmica. (Heras, 2002)

3.1.5. Clasificación de la sismicidad

Para realizar un análisis de sismicidad debemos de clasificar la sísmica respecto a su profundidad ya que para que un sismo ocurra el material debe de haber sobrepasado su límite de comportamiento como material rígido. La tierra cambia de factores físico-químicos con respecto a su profundidad, por lo cual el comportamiento del material será diferente a distintas profundidades. Es por este motivo

que es importante clasificar la sísmica con respecto a su profundidad. Para los objetivos de esta tesis los clasificaremos según la profundidad que se han asumido de varias publicaciones.

Clasificación según la profundidad del foco Clasificaremos a la sismicidad según la profundidad a la cual esta sismicidad ocurre, [Tavera and Buforn, 2001]. Diferenciándolas de la siguiente manera:

Sismos Superficiales Para la zona norte, según estudios de modelos de velocidad la corteza es considerada hasta los 60 Km por lo cual consideramos a los sismos con profundidades menores a 60 Km como sismos superficiales que son sismos que ocurren en la corteza continental.

Sismos Intermedios Son aquellos sismos que ocurren a profundidades comprendidas entre los 60 Km a 350 Km. El segundo rango lo hemos asumido de la publicación de Tavera y Buforn quienes asumen estos valores para los sismos intermedios.

Sismos Profundos La profundidad de estos sismos están comprendidos a profundidades mayores a 350 Km .

3.2. Actividad Sísmica

3.2.1. Sísmicidad Histórica

La sismicidad histórica se basa en eventos sísmicos ocurridos antes del uso instrumentación sísmológica para registrar las ondas sísmicas. Por lo tanto, todo evento histórico, es en general, descrito por las personas que han vivido el sismo y por los daños que ha causado a las viviendas y construcciones en un lugar cercano del evento. La sismicidad histórica se mide por medio de la escala de intensidades sentidas en los alrededores y se de ahí se convierte a escala de magnitudes. En esta tesis se asumen como catálogo histórico a el que comprenden eventos desde 1500 hasta 1980. Entre los años 1960 y 1980 se tuvieron los primeros sismografos, pero estos datos no son completos ya que solo se tuvieron sismografos en algunas zonas del Perú no así cubriendo de manera uniforme todos los eventos ocurridos

en esos tiempos. Esta es la razón por la cual los eventos del catálogo NEIC-USGS se consideran como datos históricos.

Según los catálogos históricos en estudio, se tienen:

- Catálogo Histórico (1500-1960), según de E. Silgado, [Silgado, 1978]
- Catálogo Instrumental NEIC-USGS para Sudamérica (1500-1980), [Askew and Algermissen, 1984].

Recopilación de E. Silgado (1513-1974)

La sismicidad histórica publicada por E. Silgado reporta una descripción de los acontecimientos ocurridos durante los eventos sísmicos desde el siglo XVI hasta el siglo XX (Anexo 1). La publicación de Silgado describe los daños causados por estos eventos [Silgado, 1978]. Además de las intensidades percibidas en diferentes ciudades pobladas de los alrededores del epicentro de los eventos. La fecha de estos sismos han sido calculadas respecto a información local de las zonas afectadas, por relatos de cronistas, periódicos y diversas fuentes que recopiló el sismólogo E. Silgado y que son hasta ahora la fuente de mayor importancia para Sismicidad Histórica en el Perú. El catálogo de E. Silgado no reporta datos en la zona, una de las causas probable de la no evidencia de sismos es la poca accesibilidad a esta zona.

Recopilación del SISRA- Catálogo NEIC "Sismicidad de Sudamérica" (1598-1981)

Esta comprende la recopilación de investigaciones de diferentes autores que evidencian sismos ocurridos en Sudamérica en este período. Estos eventos fueron compilados por el "Programa para la mitigación de los efectos de los terremotos en la región Andina" (SISRA), [Giesecke, 1984]. Este catálogo comprende una colección de datos sobre terremotos que deberían ser la base de una futura estimación del peligro y riesgo sísmico en América del Sur [Askew and Algermissen, 1984].

Para el área de estudio el catálogo NEIC-USGS, "Sismicidad de Sudamérica" (1598- 1981), presenta datos entre el período 1970-1985, Figura 3.4. La sismicidad aumenta conforme aumenta el año, ya que se tienen datos de los primeros instrumentos instalados en el Perú para la red mundial. Nótese claramente un índice de sismicidad mayor en el enjambre de Pucallpa que en los alrededores.

En la sección CC, Figura 3.4 se observa que la sismicidad se concentra a una profundidad entre 120 a 190 Km de profundidad, con un área circular de 150 Km de radio. A esta sismicidad se le ha denominado el enjambre de Pucallpa, debido a que está debajo de la ciudad de Pucallpa, y tiene como característica principal que se da a una profundidad intermedia y esta sismicidad en la sección tiene una tendencia hacia abajo, es decir, conforme la distancia respecto a la fosa crece la profundidad de su hipocentro también crece.

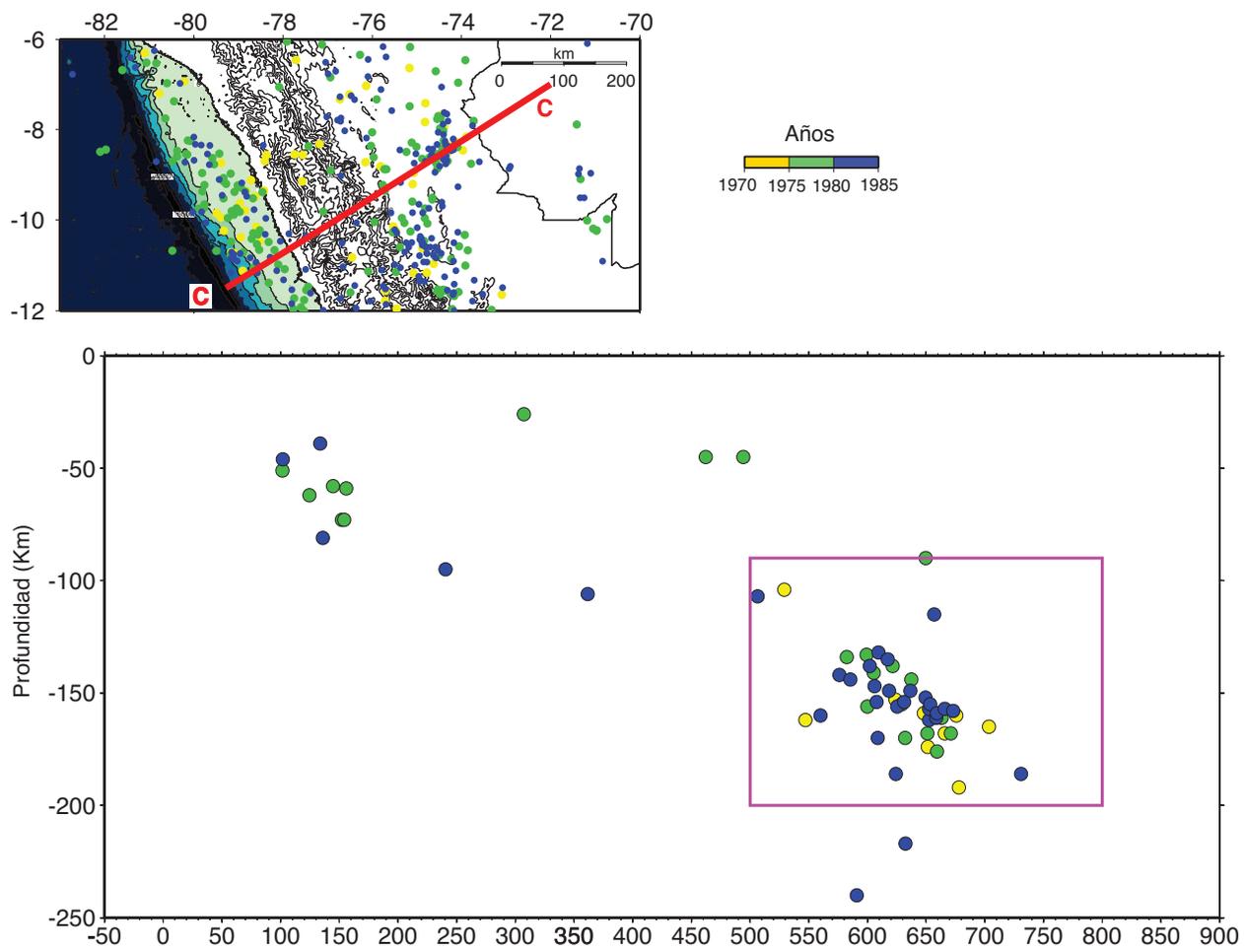


Figura 3.4: Distribución de Sismicidad Histórica en la parte Central de Perú.

3.2.2. Sísmicidad Instrumental

La información sismológica instrumental del Perú se encuentra recopilada en dos catálogos importantes que son utilizados para todas las investigaciones relacionadas a la ocurrencia de sismos estas son: El Catálogo Sísmico del Instituto Geofísico del Perú, provenientes de la Red Sísmica Nacional, y el Catálogo Sísmico de la USGS *National Earthquake Information Center*, provenientes de la Red Sismográfica Global.

Catálogo USGS National Earthquake Information

El Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS), mediante su página Web¹, brinda información de los sismos ocurridos y los que actualmente ocurren en todo el mundo. Se tomaron 252 1eventos del catálogo del USGS-NEIC para el periodo de 01/01/1973 al 01/09/2010.

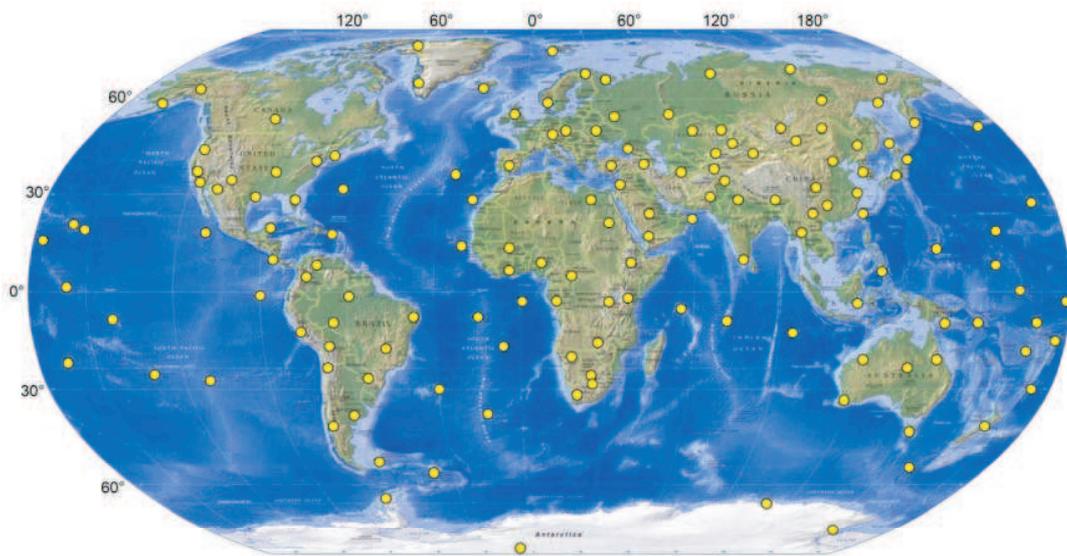


Figura 3.5: Estaciones de la Red Sísmica Global - USGS

Catálogo del Instituto Geofísico del Perú

El Instituto Geofísico del Perú recopila los datos de sísmicidad instrumental obtenidos por la Red Sísmica Nacional del Perú. Del catálogo del IGP se tomaron 351eventos para el periodo de 01/01/1982 al 01/09/2005.

¹<http://neic.usgs.gov/neis/epic/epic,ect.html>

La Red Sísmica Nacional del Perú Actualmente, la Red Sísmica Nacional del Perú consta de 31 estaciones de periodo corto y banda ancha distribuidas en casi todo el país, Figura 3.6.

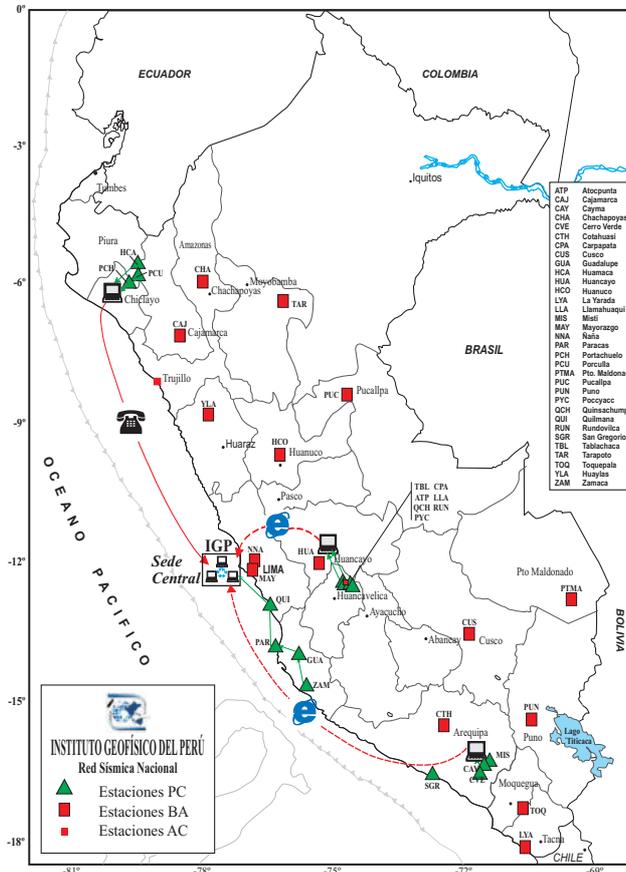


Figura 3.6: Estaciones de la Red Sísmica Nacional del Perú

Catálogo del Centro Internacional Sismológico - ISC

El Centro Internacional Sismológico es un institución, cuyo principal objetivo es la compilación de información y lecturas de tiempos de fase de ondas sísmicas. El ISC ahora utiliza una red de Linux / Unix de trabajo con acceso a una base de datos en línea de cerca de 50 Gb ¹. A partir de los datos obtenidos por las diferentes agencias sismológicas del globo, el ISC desarrolla el análisis de los datos en lotes mensuales y comienza a procesarlos después de 18 meses de haber recibido los datos, este tiempo de espera permite que la información utilizada sea lo más completa posible. Del catálogo del ISC se tomaron los datos de sismos para el

¹<http://www.isc.ac.uk/>

periodo de 01/01/1980 al 01/09/2010 contando con un total de 8738 eventos sísmicos, con magnitudes que van de 2.3 mb a 6.7 mb.

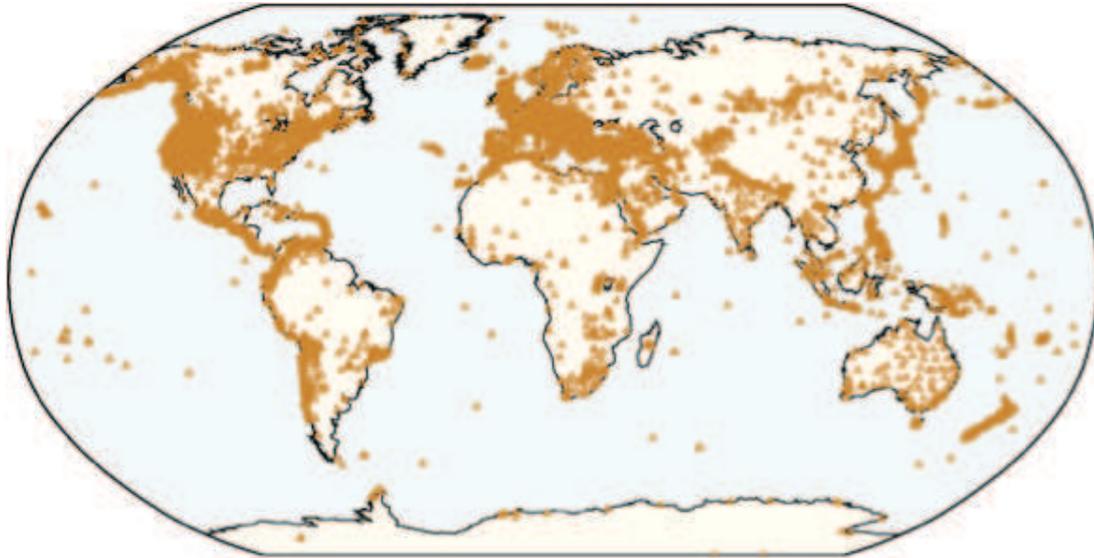


Figura 3.7: Estaciones usadas por el ISC de la Red Sísmica Global .

3.3. Caracterización Sísmica

Se ha realizado un análisis estadístico de los catálogos utilizados con el propósito de conocer la población y calidad de datos contenidos en estos catálogos. Es de vital importancia detectar los cambios, anomalías y tendencias que presentan los catálogos sísmológicos, ya que estas anomalías pueden no estar relacionadas directamente con el comportamiento de la Tierra y debemos discriminarlos de los procesos tectónicos. Estas anomalías o tendencias pueden ocurrir por ejemplo por el cambio de las estaciones o a la falta de registros debido a la carencia de instrumentación en algún momento.

3.3.1. Análisis de la Sísmicidad Instrumental NEIC-USGS

Se tomaron 252 datos del catálogo disponible del NEIC para el área de estudio. El período corresponde desde 1973 hasta 2010, (Cuadro 3). Las frecuencias de número de eventos con respecto al año nos informa disminución de eventos considerable durante 2003-2004, al igual que el catálogo del IGP. Confirmando la

disminución de eventos durante ese periodo. Además de disminución de eventos dentro de los años 2009-2010. La disminución del numero de eventos observada entre 1990-1993 en el catálogo IGP no se observa en el catálogo NEIC, Cuadro 3.1.

Cuadro 3.1: Análisis Descriptivo General - Catálogo USGS-NEIC

Parámetro	Número de datos	Mínimo	Máximo	Media
Magnitud (mb)	252	0	6,6	4,55
Profundidad (km)	252	33	240	147
Tiempo (años)	252	1973	2010	—

Análisis Estadístico NEIC-USGS

A partir de estos datos obtenidos de los catálogos realizaremos un análisis estadístico de la distribución de los datos, para ver el comportamiento y confiabilidad de los eventos.

Histogramas NEIC-USGS Se realizó la distribución del número de eventos respecto a sus magnitudes, profundidades y tiempo, Figura 3.8.

Histograma Profundidad Las profundidades en el catálogo NEIC tienen una distribución normal. Las profundidades más representativas van de 100 a 200 Km. (Figura 3.8 a), no se encuentra dos poblaciones. La presencia de varios eventos con profundidad 33 Km. es observado en esta área. Se sabe por análisis de las profundidades que al parecer se le ha asignado el valor de 33 Km. a muchos eventos que no tenían una profundidad conocida. No se tiene información del margen de error de profundidad en el catálogo NEIC.

Histograma Magnitud El histograma de magnitudes muestra una pequeña cantidad de eventos sin registro de magnitud. Al igual que en el catálogo del IGP eventos de grandes magnitudes, 6 mb - 7 mb, no ocurren en esta zona. Así mismo eventos pequeños, entre 2 mb y 3mb, no se registran en el catálogo, esto es debido a que la red es telesismica y las magnitudes pequeñas probablemente no son alcanzadas a registrarse. Gran cantidad de eventos se encuentran en el rango

de 4 mb a 4.5 mb. El tipo de escala de magnitud en este catálogo es homogéneo y corresponde a magnitudes ondas de volumen mb (Figura 3.8 b).

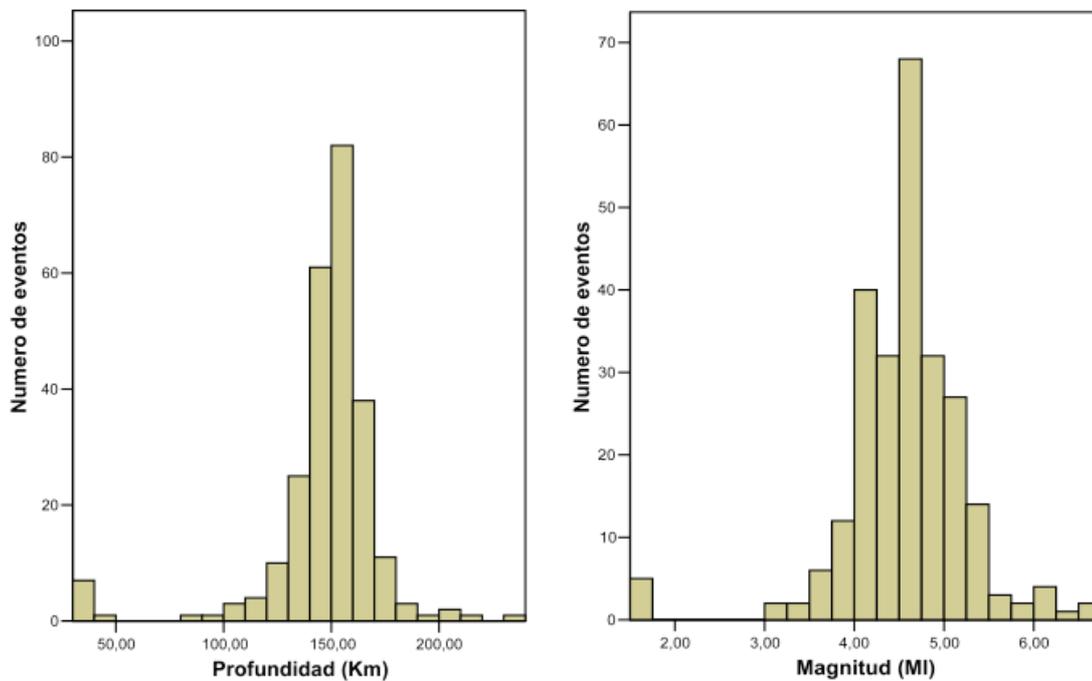


Figura 3.8: a) Histograma de profundidades - Catalogo USGS-NEIC (1973-2010). En el histograma observamos que con la profundidad 33 Km incluida se distorsiona la verdadera distribución sobre valorando esta profundidad. b) Histograma de Magnitud de volumen (mb) - Catálogo USGS-NEIC (1973-2010).

Magnitud de Completitud

La completitud del catálogo se utiliza para saber desde que magnitud el catálogo es completo, es decir, desde que valor de magnitud se tienen medidos todos los eventos sucedidos en una zona, sin falta de registro de algún evento, ver Sección 3.1.3. En el catálogo IGP la magnitud de completitud es $M_c=3.9$ Ml, lo que quiere decir que esta es la magnitud desde la cual el catálogo es confiable y relativamente completo.

Variaciones de la Tasa de Sismicidad

Se ha propuesto que los cambios en las tasas de sismicidad presentes en la mayoría de los catálogos pueden ocurrir como parte de un proceso de preparación para grandes terremotos ([?]).

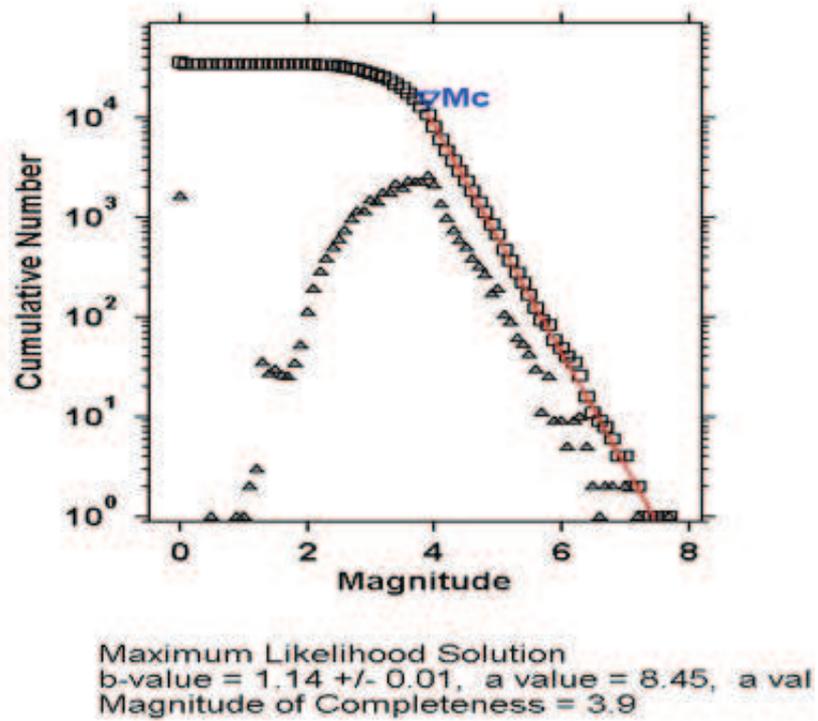


Figura 3.9: Gráfico que muestra la magnitud de completitud para el catálogo NEIC, $M_c=4.6$ mb.

La figura 3.10 muestra como hasta 1980 los datos presenta una linea constante, estos es debido a la capacidad de detección en esos años. A partir de 1981 se observa variaciones en la tasa de sismicidad, asi como también réplicas comprendiendo desde este año hasta el 2010 un catálogo más homogéneo y continuo de datos.

El catálogo ha estado dominado por eventos de mediana magnitudes, dominando entre 4 mb y 5 mb y su distribución en el tiempo presenta algunas variaciones, las más importantes parecen ser las ocurridas en 1998 en donde hay un cambio entre una sismicidad estacionaria a un aumento en la tasa precedente de réplicas, la siguiente comprende en el 2006 en donde aumenta la tasas de sismicidad encontrando un sismo de magnitud mayor, 6 mb, en el 2007, después del cual hubo un aumento por replicas y otro sismo mediano, 6 mb, en el año 2009, Figura 3.10. En la tabla 3.2 se tienen los datos de los sismos ocurridos en cada año, ahí se puede observar también lo anteriormente dicho. El comportamiento sísmico en la zona no es constante en tiempo, entre sismos medianos se tiene una diferencia de años diferente, 1989-1991, 1991-1998, 1998-2007, 2007-2009. Hay que aclarar que estas tasas sísmicas pueden ser incrementadas por manipulación de datos, p.e , union de datos de fuentes nuevas, etc.

Cuadro 3.2: Análisis Descriptivo de Frecuencias de Años para los Sismos del Catálogo NEIC para el área de Pucallpa

Período (Años)	Frecuencia	Porcentaje	Acumulado
1973	6	2,38	2,38
1974	5	1,98	4,37
1975	2	0,79	5,16
1976	2	0,79	5,95
1977	6	2,38	8,33
1978	5	1,98	10,32
1979	2	0,79	11,11
1980	9	3,57	14,68
1981	6	2,38	17,06
1982	5	1,98	19,05
1983	5	1,98	21,03
1984	3	1,19	22,22
1985	2	0,79	23,02
1986	5	1,98	25,00
1987	5	1,98	26,98
1988	1	0,40	27,38
1989	6	2,38	29,76
1990	6	2,38	32,14
1991	6	2,38	34,52
1992	3	1,19	35,71
1993	6	2,38	38,10
1994	4	1,59	39,68
1995	6	2,38	42,06
1996	7	2,78	44,84
1997	3	1,19	46,03
1998	17	6,75	52,78
1999	14	5,56	58,33
2000	11	4,37	62,70
2001	18	7,14	69,84
2002	10	3,97	73,81
2003	2	0,79	74,60
2004	6	2,38	76,98
2005	12	4,76	81,75
2006	11	4,37	86,11
2007	15	5,95	92,06
2008	11	4,37	96,43
2009	4	1,59	98,02
2010	5	1,98	100,00
Total	252	100	

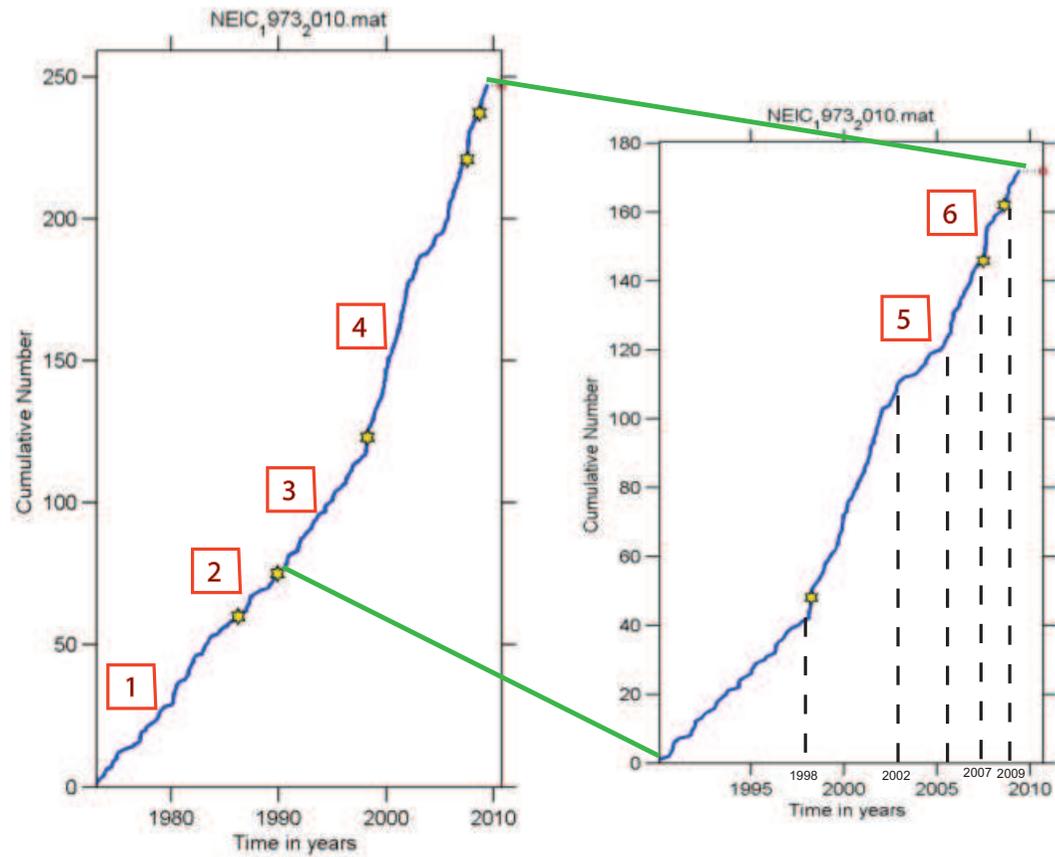


Figura 3.10: Acumulado de Sismos vs. Tiempo. Se observa variaciones de tasa de sismicidad. 1) Irregularidad de datos, 2) sismo mediano que predece otro sismo mediano, 3) quiescencia sísmica, 4) réplicas se sismo mediano, 5) quiescencia sísmica, 6) réplica de sismo

3.3.2. Análisis de la Sísmicidad Instrumental IGP

Se tomaron 351 datos, catálogo IGP, para el área de estudio. El período corresponde desde 1982 hasta el 2005 (Cuadro 3.3). Las frecuencias de número de eventos con respecto al año nos informa disminución de eventos considerable durante 2003-2004, tomando en cuenta que para esta fecha los equipos están bien localizados. También se observa una disminución del número de eventos entre 1990-1993. Siendo menor la frecuencia en los ochenta, esta disminución de eventos se entiende a la falta de equipo para su registro (Cuadro 3.3).

Cuadro 3.3: Análisis Descriptivo General - Catálogo IGP

Parámetro	Número de datos	Mínimo	Máximo	Media
Magnitud (mb)	351	0	6,4	4,03
Profundidad (km)	351	6	189	131,97
Tiempo (años)	351	1982	2005	—

Análisis Estadístico iGP

A partir de estos datos depurados realizaremos un análisis estadístico de la distribución de los datos, para ver el comportamiento de estos eventos desde el punto de vista estadístico.

Histogramas Se realizó la distribución del número de eventos respecto a sus magnitudes, profundidades y tiempo, Figuras 3.11a, 3.11 b.

La distribución de las profundidades muestra hasta tres poblaciones. La primera entre 0-50 Km. tiene una distribución normal. La segunda, entre 50-100 Km., muestra un incremento de eventos con respecto a la anterior sin presentar una distribución particular. La tercera población y la más prominente va entre 100 a 189 Km., los cuales son sismos intermedios. Se puede observar que no hay eventos profundos en el área de estudio. Por lo tanto, según la distribución de profundidades predominan los eventos intermedios en el intervalo de 140 a 160 Km. (Figura 3.11 a). No se tiene información del margen de error de profundidad en el catálogo IGP.

Histograma Profundidad La distribución de las profundidades muestra hasta tres poblaciones. La primera entre 0-50 Km. tiene una distribución normal. La segunda, entre 50-100 Km., muestra un incremento de eventos con respecto a la anterior sin presentar una distribución particular. La tercera población y la más prominente va entre 100 a 189 Km., los cuales son sismos intermedios. Se puede observar que no hay eventos profundos en el área de estudio. Por lo tanto, según la distribución de profundidades predominan los eventos intermedios en el intervalo de 140 a 160 Km. (Figura 3.11a). No se tiene información del margen de error de profundidad en el catalogo IGP.

Histograma Magnitud Según el histograma de magnitudes, los datos considerados oscilan entre 2 Ml y 7 Ml. También se muestra una pequeña cantidad de eventos sin registro de magnitud ($Ml=0$). Eventos de grandes magnitudes, 6 Ml -7 Ml, se presentan en mínima cantidad en Pucallpa, así mismo, eventos pequeños entre 2 Ml y 3 Ml tampoco son representativos. La gran mayoría de eventos se encuentran en el rango de 4 Ml, (Figura 3.11 b). La escala de magnitud utilizada en este catálogo es uniforme, es decir, no necesita homogenizarse. La escala corresponde a magnitudes locales (Ml).

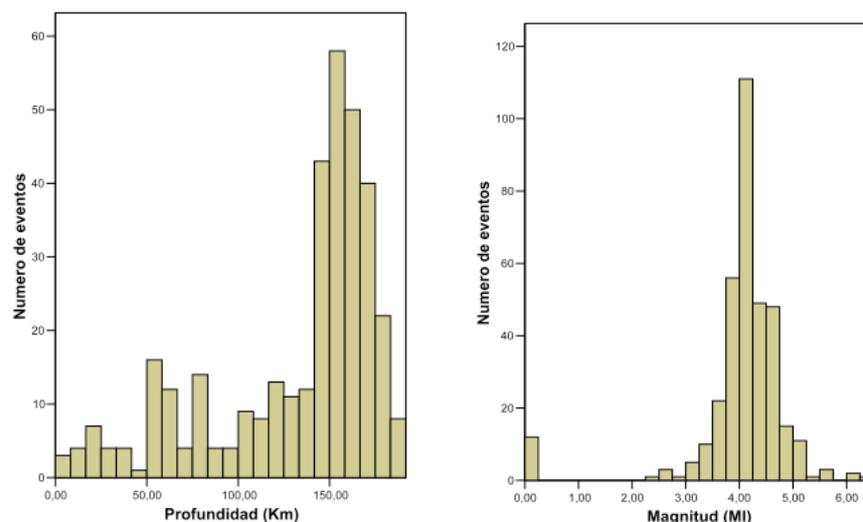


Figura 3.11: Distribución de sismos del catálogo del IGP para el área de estudio (Pucallpa), los histogramas se han realizado con respecto a la profundidad (km) y magnitud (mb).

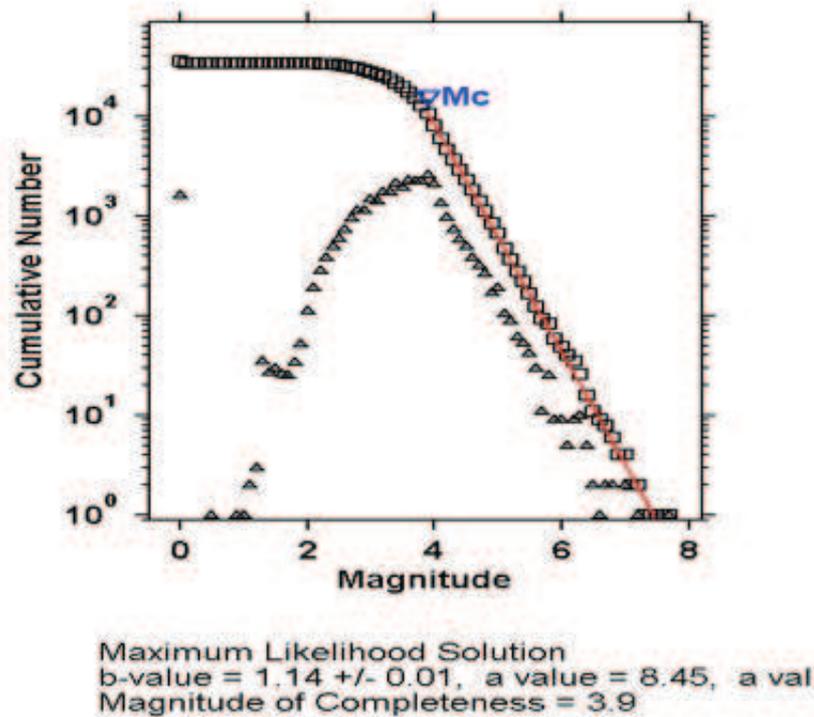


Figura 3.12: Gráfico que muestra la magnitud de completitud para el catálogo IGP, $M_c=3.9$ mb. Se hizo el cálculo en el software Zmap,[Malone, 2001].

Magnitud de Completitud

La completitud del catálogo se utiliza para saber desde que magnitud el catálogo es completo, es decir, desde que valor de magnitud se tienen medidos todos los eventos sucedidos en una zona, sin falta de registro de algún evento. En el catálogo IGP la magnitud de completitud es $M_c=3.9$ Mb, lo que quiere decir que esta es la magnitud desde la cual el catálogo es confiable y relativamente completo, Figura 3.3.2.

3.4. Distribución Espacial Sísmica Instrumental

Según la distribución de la sismicidad de los Catálogos ISC, NEIC e IGP se evidencia el enjambre sísmico de Pucallpa. Según el Catálogo local se ve un aumento de sismicidad, pero no se define un área marcada, Figura 3.14. Por

Cuadro 3.4: Análisis Descriptivo de Frecuencias de Años para los Sismos del Catálogo IGP para el área de Pucallpa

Período (Años)	Frecuencia	Porcentaje	Acumulado
1982	2	1,98	19,05
1983	5	1,98	21,03
1984	8	1,19	22,22
1985	4	0,79	23,02
1986	7	1,98	25,00
1987	22	1,98	26,98
1988	4	0,40	27,38
1989	14	2,38	29,76
1990	6	2,38	32,14
1991	9	2,38	34,52
1992	12	1,19	35,71
1993	9	2,38	38,10
1994	14	1,59	39,68
1995	26	2,38	42,06
1996	13	2,78	44,84
1997	16	1,19	46,03
1998	33	6,75	52,78
1999	32	5,56	58,33
2000	42	4,37	62,70
2001	31	7,14	69,84
2002	15	3,97	73,81
2003	7	0,79	74,60
2004	8	2,38	76,98
2005	12	4,76	81,75
Total	351	100	

otro lado, en los Catálogos ISC y NEIC este enjambre sísmico es bien definido y tiene una orientación paralela a la cordillera y tiene una tendencia a cambiar de dirección perpendicular a la anterior, esta última tendencia no es tan clara como la primera, Figura 3.13, 3.15.

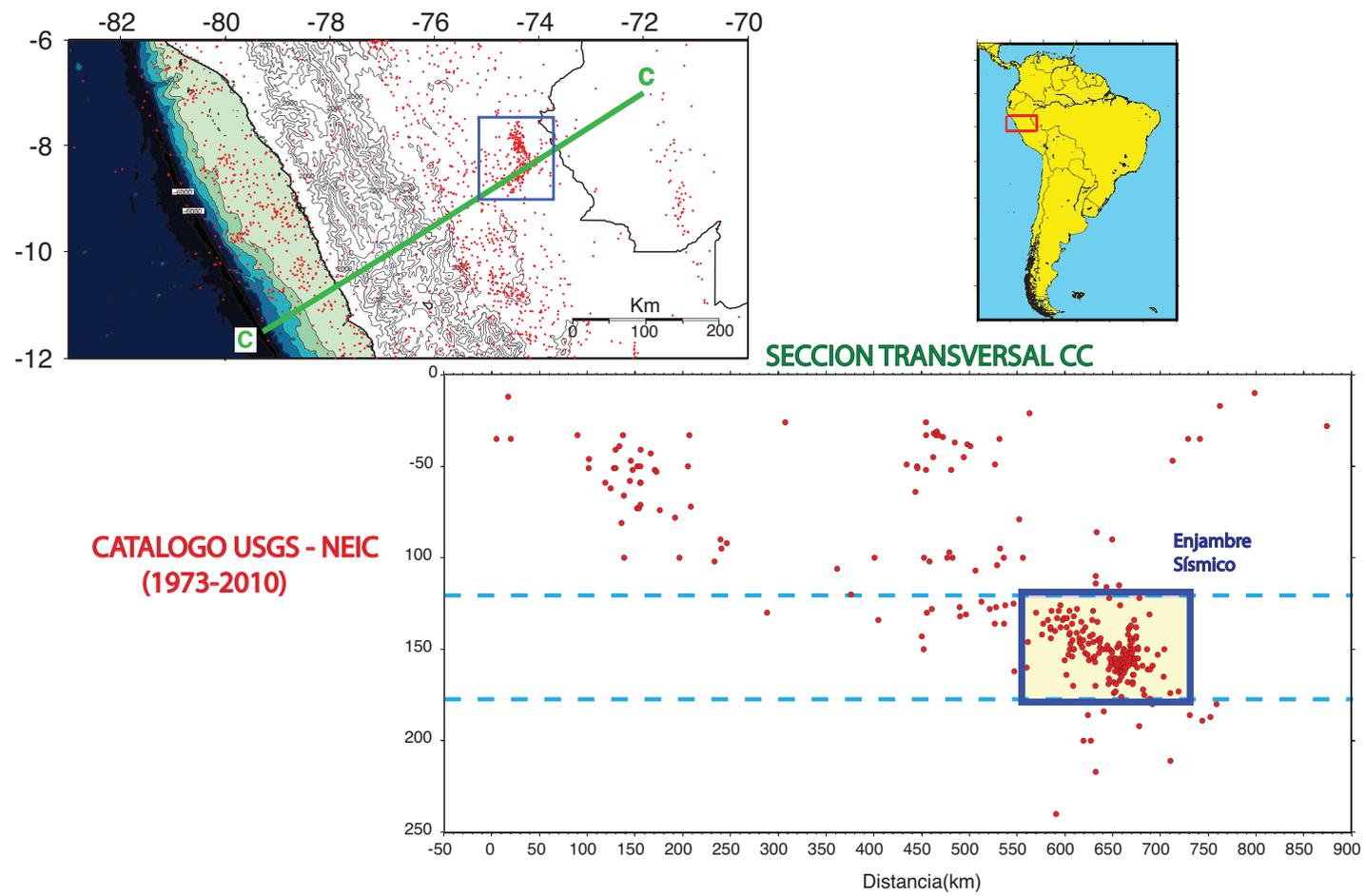


Figura 3.13: Distribución Espacial de Sismos Catálogo NEIC-1973-2010

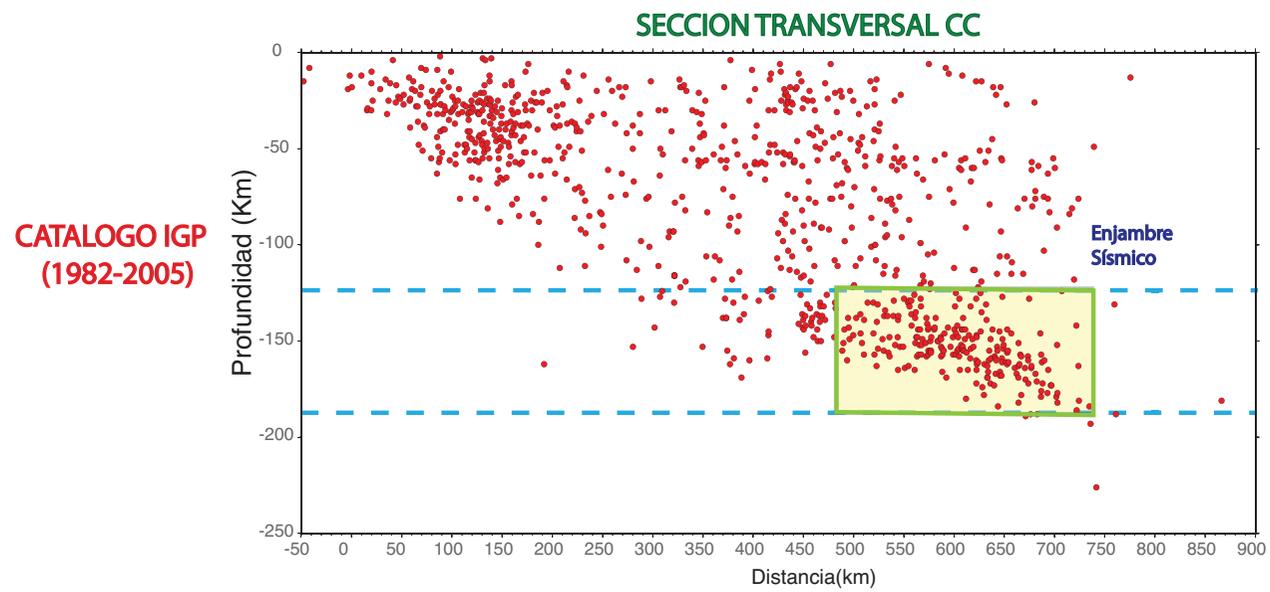
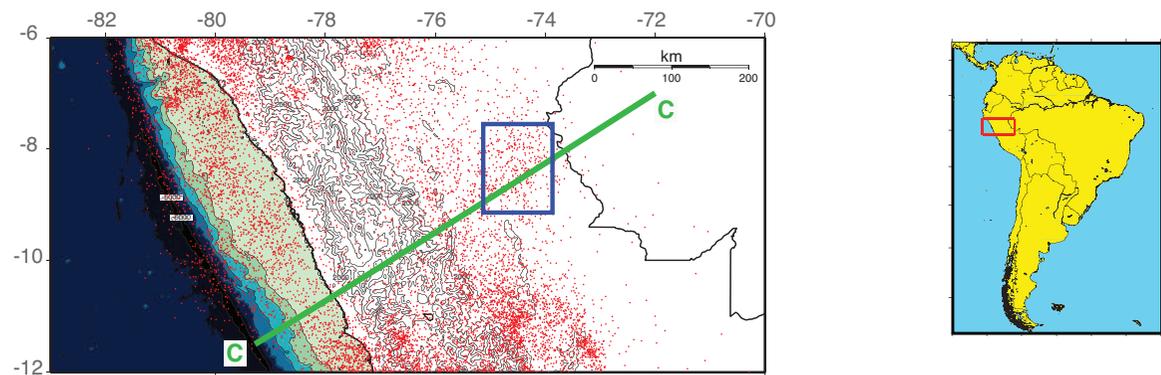


Figura 3.14: Distribución Espacial de Sismos Catálogo IGP-1982-2005

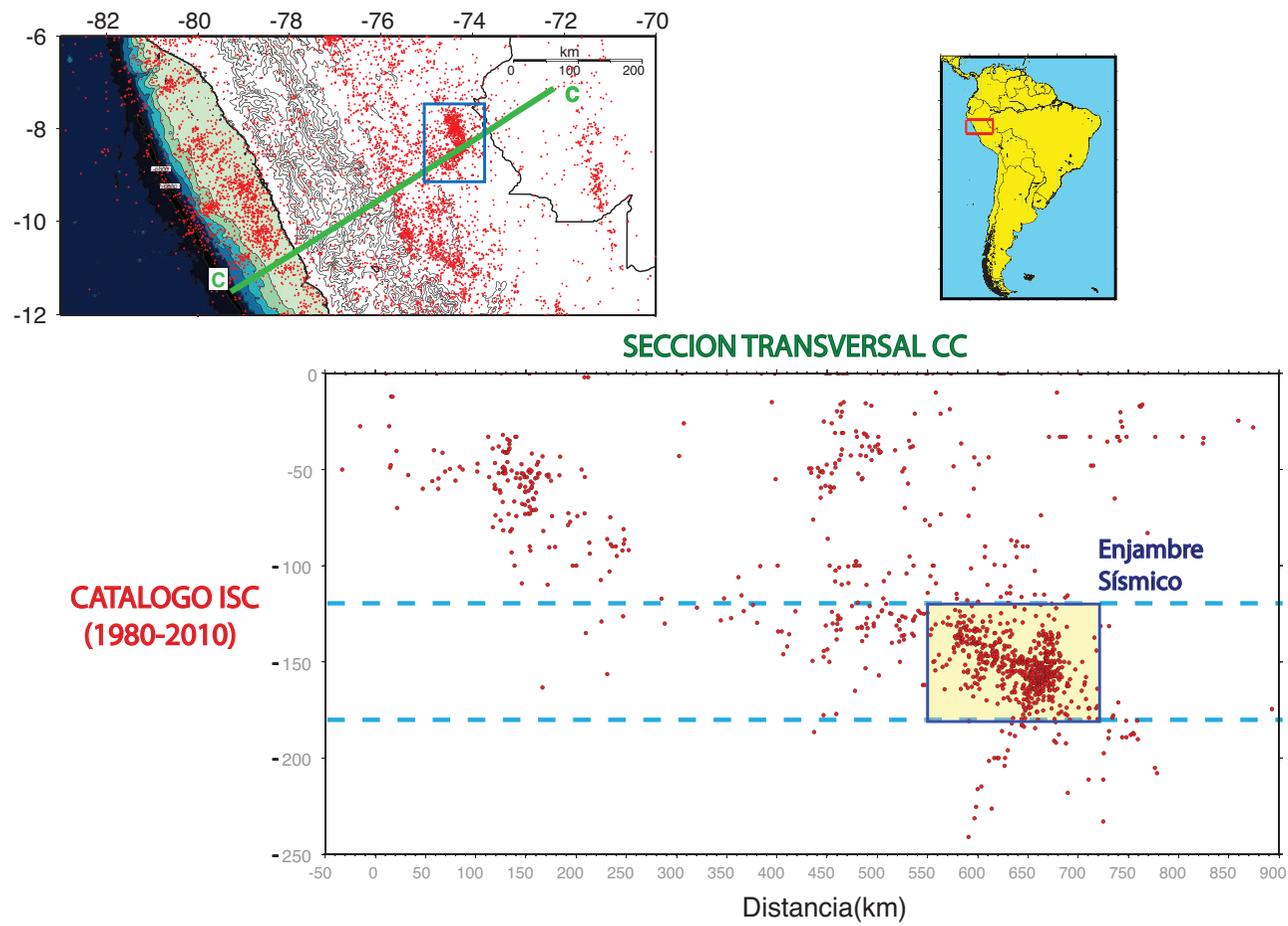


Figura 3.15: Distribución Espacial de Sismos Catálogo ISC-1980-2010

3.4.1. Sismicidad Intermedia en el Centro del Perú

En los mapas de densidad presentados en las Figuras 3.14, 3.13, 3.15, se observa un importante índice de sismicidad intermedia en los tres catálogos analizados al que hemos llamado como enjambre sísmico de Pucallpa. Según el Catálogo IGP y debido a que se recopiló datos de red local se observa gran cantidad de sismos profundos en el área de Pucallpa sin una tendencia esto es debido a que las magnitudes de este catálogo cubre magnitudes pequeñas de 2 a 3 ml teniendo muchos más datos, Figura 3.17. Sin embargo, en los catálogos NEIC e ISC se observa que la sismicidad intermedia presenta una tendencia paralela a la cordillera con una ligera flexión hacia el oeste, Figuras 3.13, 3.15. Esta sismicidad en una vista en planta se orienta NO-SE sobre un área aproximadamente de 5000 Km². con una geometría en forma de U". El área de estudio tiene un radio de 150 Km como se observa en también en la sismicidad histórica.

3.4.2. Placa subducente en la zona central del Perú

El caracterizar la zona de subducción a lo largo del área de estudio es crucial para observar la interpretación del comportamiento sismotectónico de los sismos intermedios presentes en la zona.

3.4.3. Datos de las secciones

En este estudio se realizó secciones transversales perpendiculares a la fosa (Sección AA, BB, CC) y una sección paralela a la fosa (Sección DD), Figura 3.19. El objetivo de estas secciones fue estudiar la geometría de la zona de subducción con datos actuales, aproximadamente durante el periodo 1980-2010. El ángulo de inclinación para la zona central del Perú, así como, reconocer y confirmar el tipo de subducción en el área de estudio. Después de haber observado la distribución de los tres catálogos se dio por conveniente tomar los datos del catálogo ISC ya que comprende más datos y define bien la distribución de los sismos.

- En la sección AA se tomaron 561 eventos del catalogo ISC (Figura 4.8)
- En la sección BB se tomaron 546 eventos del catalogo ISC (Figura 3.21)
- En la sección CC se tomaron 595 eventos del catalogo ISC (Figura3.22)

Sección AA En la sección AA a una distancia de 650 Km con respecto a la fosa se evidencia el enjambre de Pucallpa, la sismicidad ocurre en un area circular de 25 km de radio, al hacer un acercamiento al enjambre el comportamiento respecto a la profundidad es constante, permaneciendo a la misma profundidad, en promedio 160 Km, con respecto a la distancia de la fosa, Figura 4.8. En la vista de planta en esta región la sismicidad tiene una tendencia NO-SE paralela a los Andes.

Sección BB En la sección BB a una distancia de 650 Km con respecto a la fosa el enjambre de Pucallpa, esta sección es parecida a la Sección con la diferencia que la sismicidad cambia de profundidad, siendo mas profundidad al acercarse a la fosa, entre 650 a 660 Km, lo cual nos da una idea de que hay contorsion en la placa a esa distancia, Figura 3.21.

Sección CC La sección CC confirma la evidencia de contorsion ya que a la altura de esta sección la sismicidad en planta cambia de un rumbo NO-SE a un rumbo SO. Conforme la sismicidad cambia de rumbo esta se vuelve mas profundidad, de 130 a 170 Km, Seccion GG. Figura 3.21.

Sección DD La sección DD, es una sección paralela a la dirección de los Andes, en esta sección se observa que el enjambre sísmico se vuelve mas profundo de norte a sur, alcanzando como profundidad maxima los 190 Km y la minima 130 Km, Figura 3.21.

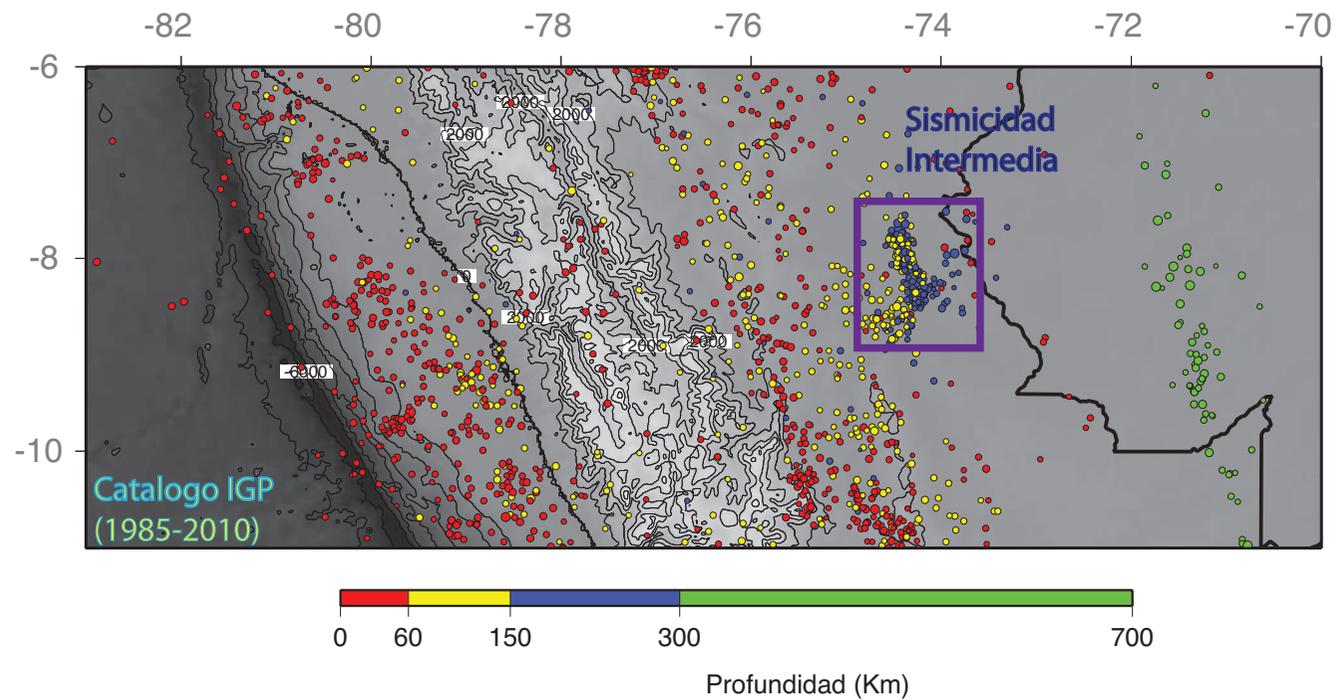


Figura 3.16: Distribución Espacial de Sismos con respecto a la profundidad NEIC-USGS. Eventos rojos=sismicidad cortical (0-30 Km.), eventos amarillos= sismicidad intermedia (30-150 Km.), azul= sismicidad intermedia (150-300 Km.), verde= sismicidad profunda (300-700 Km.). Mapa generado con el software Generic Mapping Tools con datos topográficos, [Smith et al., 1997]).

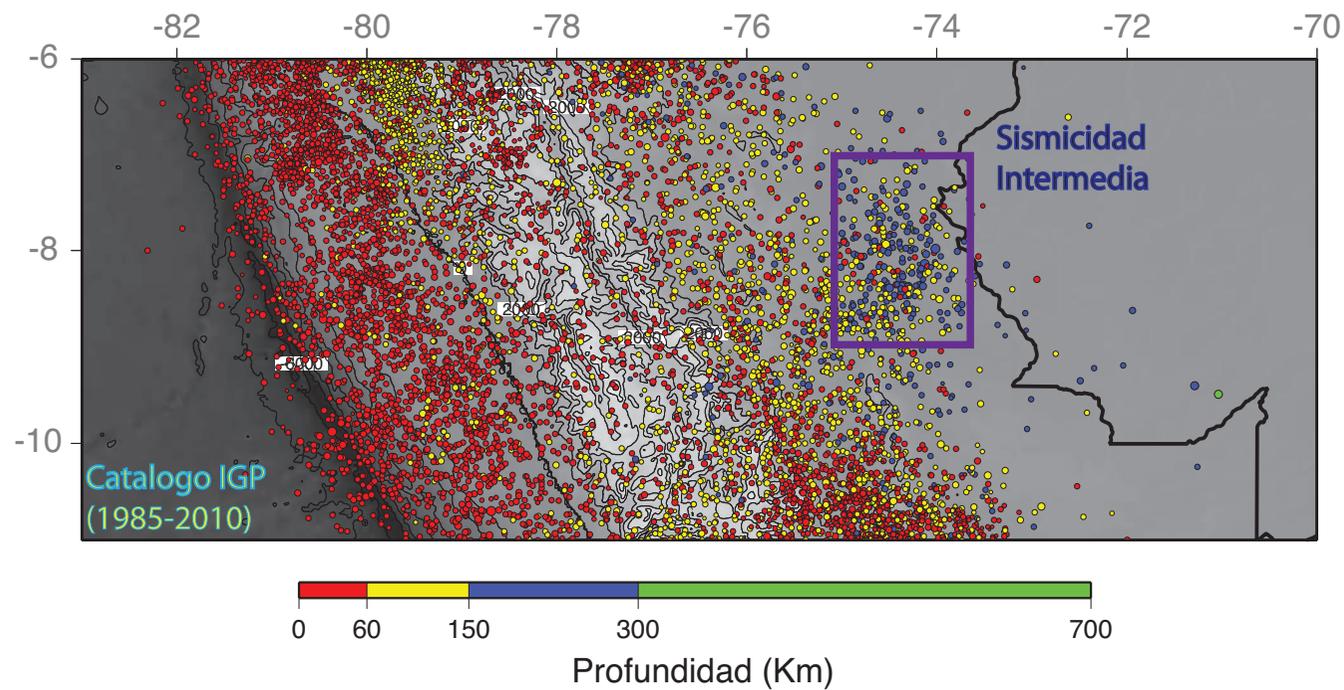


Figura 3.17: Distribución Espacial de Sismos con respecto a la profundidad IGP. Eventos rojos=sismicidad cortical (0-30 Km.), eventos amarillos= sismicidad intermedia (30-150 Km.), azul= sismicidad intermedia (150-300 Km.), verde= sismicidad profunda (300-700 Km). Mapa generado con el software Generic Mapping Tools con datos topográficos de Sandwell and Smith, 1998).

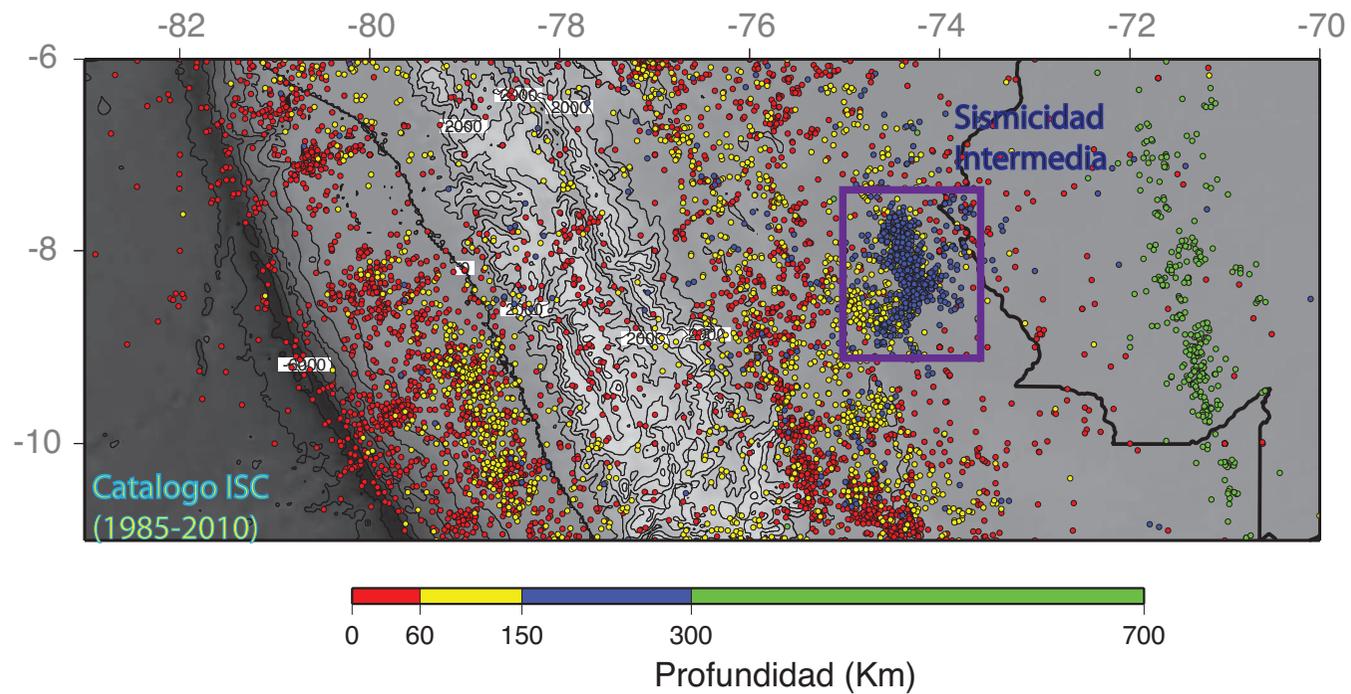


Figura 3.18: Distribución Espacial de Sismos con respecto a la profundidad ISC. Eventos rojos=sismicidad cortical (0-30 Km.), eventos amarillos= sismicidad intermedia (30-150 Km.), azul= sismicidad intermedia (150-300 Km.), verde= sismicidad profunda (300-700 Km). Mapa generado con el software Generic Mapping Tools con datos topográficos de Sandwell and Smith, 1998).

3.4.4. Espesor de la Placa Subducente

La zona de actividad sísmica inclinada bajo una placa de margen convergente, comúnmente referida como la zona Wadati-Benioff, está localizada dentro de la placa oceánica subductante y representa el grosor de esta placa subducente. Según los datos proyectados en las secciones transversales, Sección EE, FF y GG, el espesor de la zona subductante varía entre 20 y 30 km, este resultado concuerda con los estudios anteriormente realizados en zonas de subducción, [Barazangi and Isacks, 1976], [Engdahl et al., 1995].

3.4.5. Área del Enjambre Sísmico

Los datos proyectados en las secciones transversales muestran que el enjambre sísmico de Pucallpa comienza a partir de aproximadamente 600 Km de distancia respecto de la fosa. Tal como se observa en las secciones AA, BB, CC, alcanzando una longitud de 80 km, Sección GG, HH, II, incrementado la longitud a 120 km en la sección más al sur, tal como se ve en la Sección JJ. El espesor del enjambre sísmico es de 30 a 50 Km, siendo el área de este enjambre de 1600 Km², (Figuras 4.8, 3.21, 3.22, refdd).

3.4.6. Ausencia Sísmica

La data han sido proyectados en tres secciones regionales AA, BB, CC y muestran una zona de ausencia sísmica bajo la cordillera de los Andes, entre las distancias de 200 a 400 Km, (Figuras 4.8, 3.21, 3.22). con respecto a la fosa oceánica, evidenciada a lo largo de toda la cordillera de los Andes y estudiada anteriormente por autores como Uribe, [Uribe, 2008], [Bernal et al., 2002].

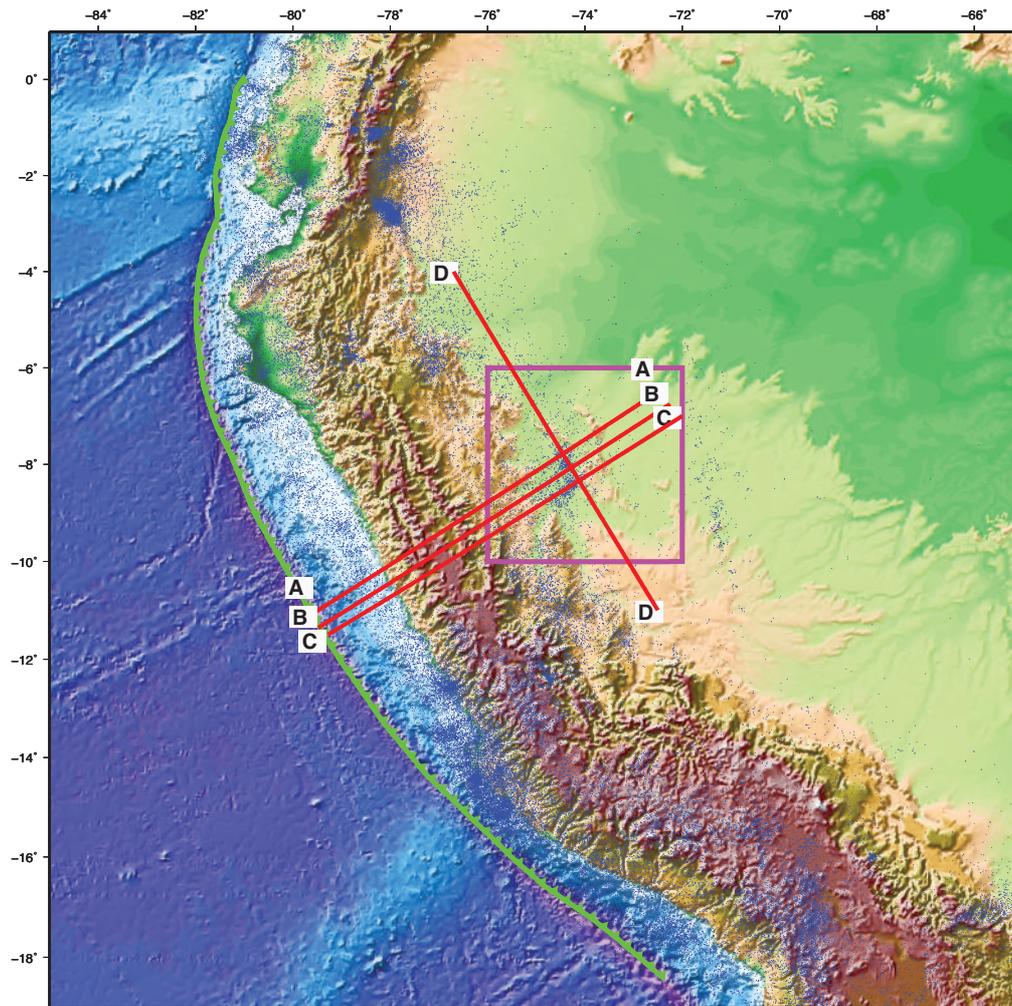


Figura 3.19: Ubicación del área de estudio y de las secciones sísmicas transversales AA, BB, CC, DD, perpendiculares a la fosa. La sismicidad corresponde a un período de 1980 al 2010. El ancho de proyección de los sismos en cada sección es de 20 Km. en ambos lados de la sección.

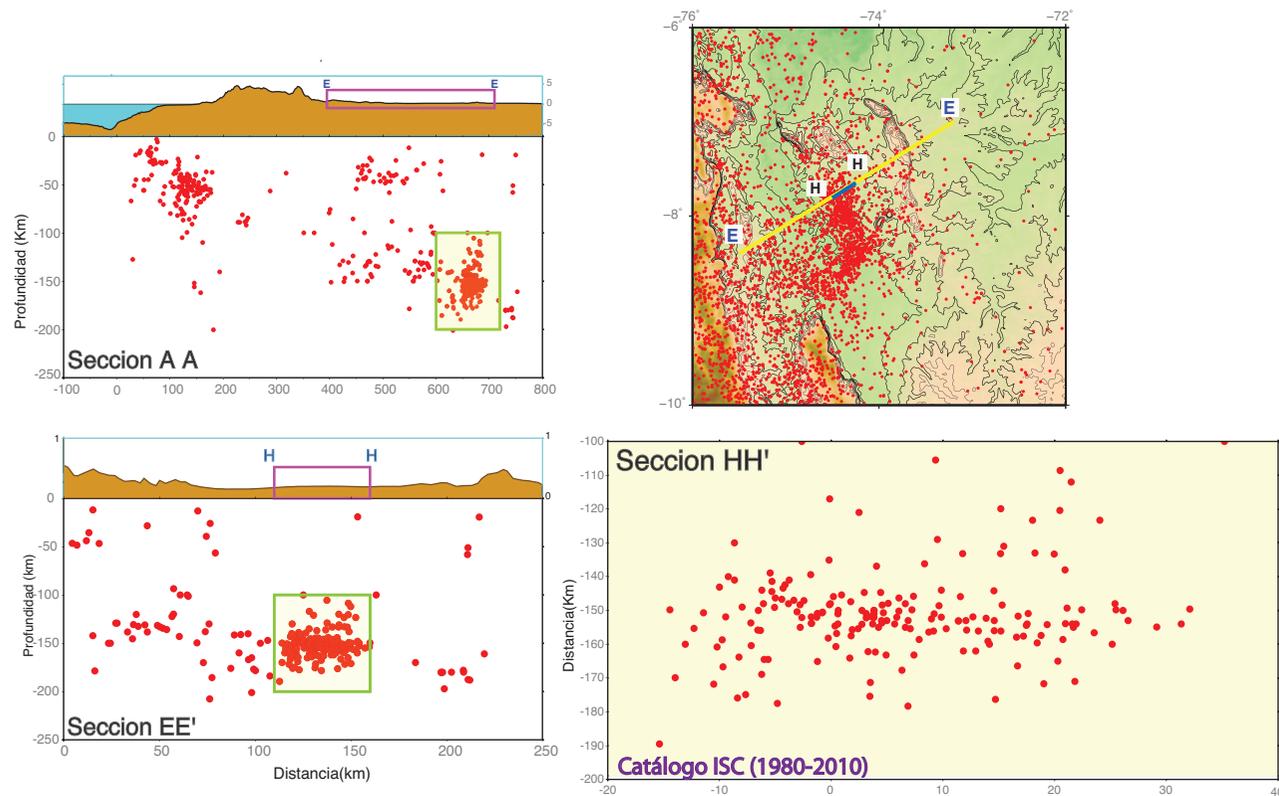


Figura 3.20: Sección AA a lo largo de la zona de subducción del centro del Perú. La Sección EE es una ampliación de la zona de mayor acumulación de sismicidad intermedia de la sección AA. La Sección HH ampliación de la zona con sismicidad intermedia de 50 a 200 Km. Sismicidad del Catálogo ISC. La proyección de los sismos sobre la sección es de 20 Km para cada lado. La escala de la sección sísmica es ancho/largo=2/1.

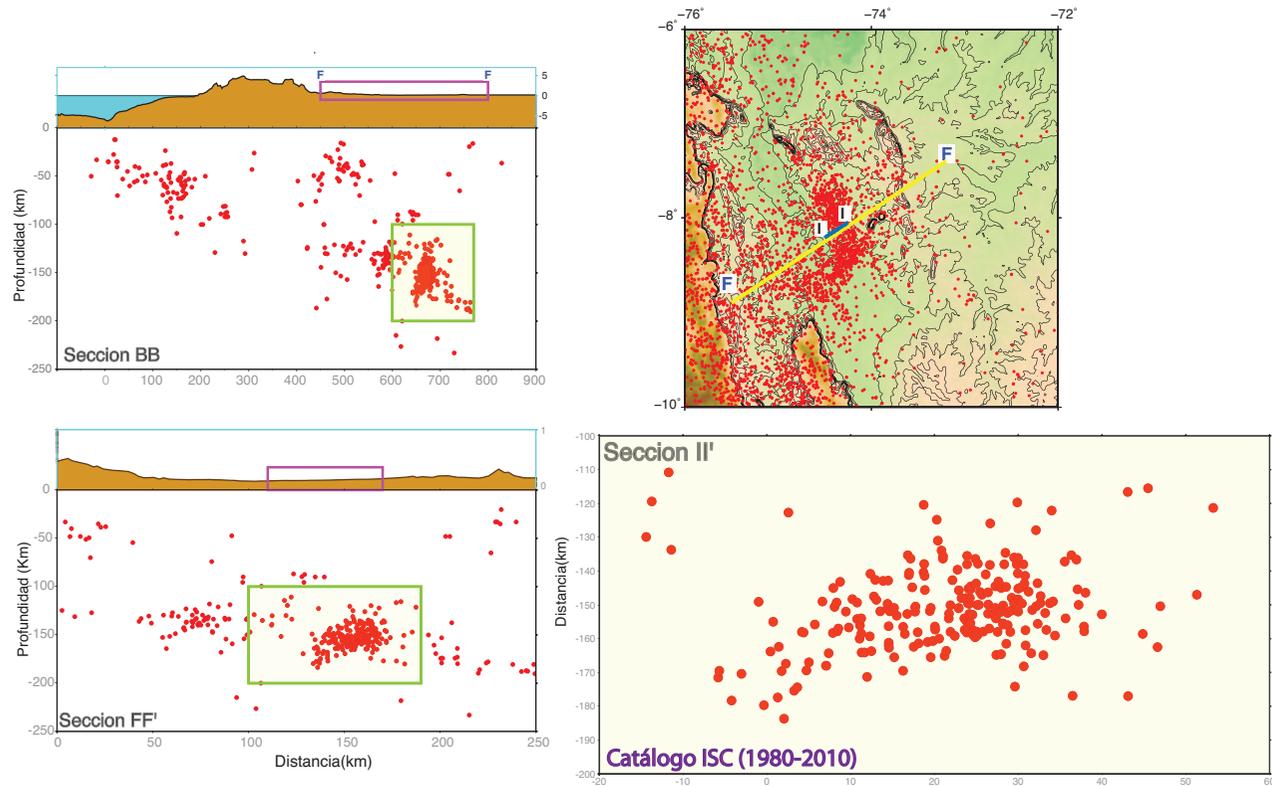


Figura 3.21: Secciones BB perpendicular a la fosa que cruza la zona de subducción, 0-700 Km, Sección FF ampliación de la zona de mayor acumulación intermedia en la zona de Pucallpa. Sección II ampliación de la zona con sismicidad intermedia de 50 a 200 Km. Sismicidad del Catálogo ISC. La proyección de los sismos sobre la sección es de 20 Km para cada lado. La escala de la sección sísmica es ancho/largo=2/1.

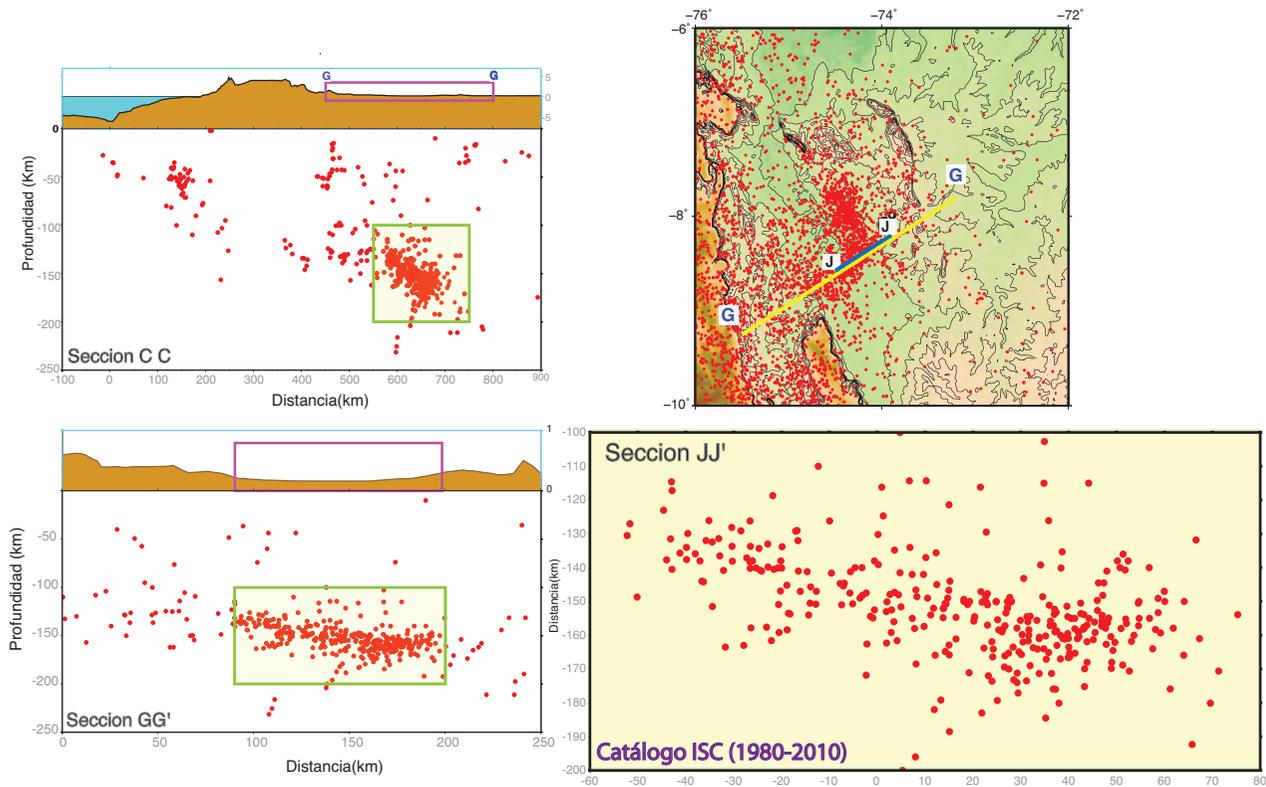


Figura 3.22: Sección CC a lo largo de la zona de subducción perpendicular a la fosa, 0-250 Km, escala 1/2. Sección GG ampliación del enjambre sísmico de Pucallpa, ecala 2/1. Sección JJ ampliación de la zona con sismicidad intermedia de 100 a 200 Km, escala 2/1. Sismicidad del Catálogo ISC. La proyección de los sismos sobre la sección es de 20 Km para cada lado. La escala de la seccion sísmica es ancho/largo=2/1.

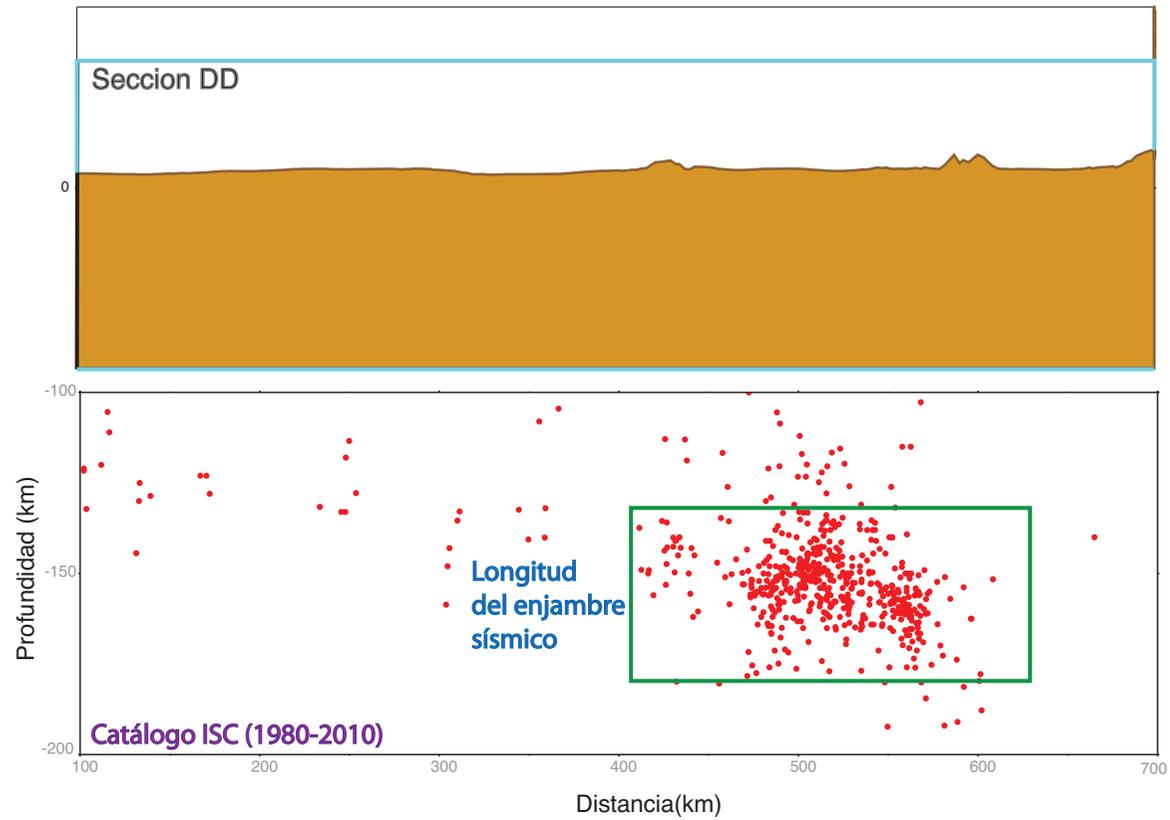


Figura 3.23: Sección DD paralela a la fosa, se observa el enjambre sísmico de Pucallpa en longitud, alcanzando unos 150 Km., de longitud aproximadamente.

3.4.7. Forma de la zona de subducción

A lo largo de las tres secciones AA, BB, CC (Figuras 4.8, 3.21, 3.22) se observa una subducción plana que es característica de la zona central del Perú. Esta se caracteriza por un bajo ángulo de inclinación en la zona Wadati-Benioff cerca de la fosa. La sismicidad se inclina hasta los 200 Km volviéndose plana a partir de 200 km hasta los 750 km en donde termina la actividad sísmica, (Figuras 4.8, 3.21, 3.22). Entre los 550 a 700 Km se observa el enjambre sísmico de Pucallpa, siendo una manifestación de la subducción de la placa de Nazca, a lo largo de las secciones EE, FF y GG se determina que la placa se inclina hacia abajo además de presentar una contorsión a la altura de la sección CC. La sección DD el enjambre sísmico muestra una longitud de 100 km,(Figuras 3.23.

Capítulo 4

Tectónica

4.1. Sismotectónica

4.1.1. Generalidades

Mecanismos Focales

Los mecanismos focales son las representaciones gráficas '*beachball*' del resultado de los esfuerzos principales ejercidos sobre un sismo: comprensivos, distensivos, tranpresionales, transtensionales, así como la representación del tipo de falla que originó el sismo: falla normal, falla inversa, falla de rumbo, dependiendo de la dirección del esfuerzo predominante. Existen dos maneras de obtener estos mecanismos focales, una matemática y otra manual: a) Mediante la inversión del momento tensor; b) Mediante el análisis de la primera onda generada por un sismo y registrada por un sismograma, [Cronin, 2004].

Obtención de Mecanismos Focales

Según el objetivo de esta tesis se explicará, para una mayor comprensión de los gráficos presentados en este Capítulo, la forma manual de obtener los mecanismos focales desde un punto de vista de un geólogo, el cual busca encontrar el tipo de falla generada por un sismo y el esfuerzo que predomine y por ende los esfuerzos ejercidos en las zonas donde se originan estos sismos.

Primero, para la obtención de los mecanismos focales se debe tener clara el concepto de proyección estereográfica. Una proyección estereográfica es una proyección en la cual se proyectan planos de manera tal que se pueda representar la orientación y buzamiento en una sola vista sin necesidad de tener diferentes vistas. Por lo cual con esta proyección podremos obtener el rumbo y buzamiento de varias fallas en una sola vista siendo muy práctica para el análisis de varios planos y el análisis de regímenes tectónicos. En la Figura 4.1 a se observa un ejemplo de un plano de falla representado en una proyección estereográfica.

Segundo, la obtención de los mecanismos focales en forma resumida se obtienen del análisis de las ondas elásticas generadas por un sismo, registradas en

un sismografo y proyectadas en la proyección estereográfica. A partir del reconocimiento del tipo de onda de la primera llegada se puede definir si la onda es compresiva (la amplitud es positiva) o si es distensiva (la amplitud es negativa). En el la Figura ?? se observan varios sismogramas con sus primeras ondas de llegada.

Tercero, se plotea en la proyección estereográfica los eventos según ubicación. Este procedimiento se realiza en varios sismogramas que hayan captado el sismo de manera confiable.

Cuarto, luego en la proyección se delimitan la zonas compresiva y la zona distensiva, esta delimitación se da entre dos planos a los que se les denomina planos nodales , Figura 4.1 b. El área que se define entre estos planos serán las zona compresiva (zona blanca) y la zona distensiva (zona negra) siendo el resultado a lo que se le denomina mecanismo focal o '*beachball*', [Cronin, 2004].

Uno de estos planos nodales será el plano de falla real aproximadamente y el otro se le denomina plano auxiliar. Para saber cual de los dos es el plano de falla, se debe de ir al lugar del evento y observar el desplazamiento de las fallas su rumbo y buzamiento o tener la seguridad debido a un rasgo morfotectónico regional que verifique el estado de esfuerzo de la zona, Figura 4.2.

Para la tectónica los mecanismos focales son importantes debido a que nos muestran la dirección de los ejes de los esfuerzos ejercidos sobre una zona. En la figura 4.2 se observa la dirección de los esfuerzos más comunes en la Tierra (flechas grises) y las fallas que estos esfuerzos generan. También observamos la representación de los mecanismos focales para cada régimen (compresivo y distensivo). De manera teórica a estos ejes de esfuerzos se les denomina ejes P (compresivos) y eje T (distensivo). Estos ejes representan las direcciones del esfuerzos máximo δ_1 y el esfuerzo mínimo δ_3 en una zona afectada por esfuerzos.

Solución Geométrica para un Mecanismo Focal

Solo tres elementos se necesitan para especificar completamente la orientación el diagrama de los mecanismos focales (dos elementos para especificar la orientación del plano de falla y un elemento para especificar la orientación del vector de deslizamiento sobre ese plano). Los sismólogos comúnmente reportan el azimut, el ángulo del buzamiento del plano de falla y el cabeceo del vector de deslizamiento

sobre el plano de falla. El cabeceo del vector desplazamiento es medido sobre el plano de falla, el eje referencial es el rumbo del plano de falla. Un ángulo medido en sentido contrario a las agujas del reloj desde el rumbo del plano de falla se considera un ángulo positivo y en sentido de las agujas del reloj se considera un ángulo negativo, Figura 4.3 a. El vector desplazamiento que está dirigido hacia arriba con respecto al rumbo de referencia tiene un ángulo de cabeceo positivo, y el desplazamiento que está dirigido hacia abajo con respecto al rumbo de referencia tiene un ángulo de cabeceo negativo Figura 4.3 b. El ángulo permitido para el cabeceo se encuentra entre $+180^\circ$ a -180° , Cuadro 4.9.

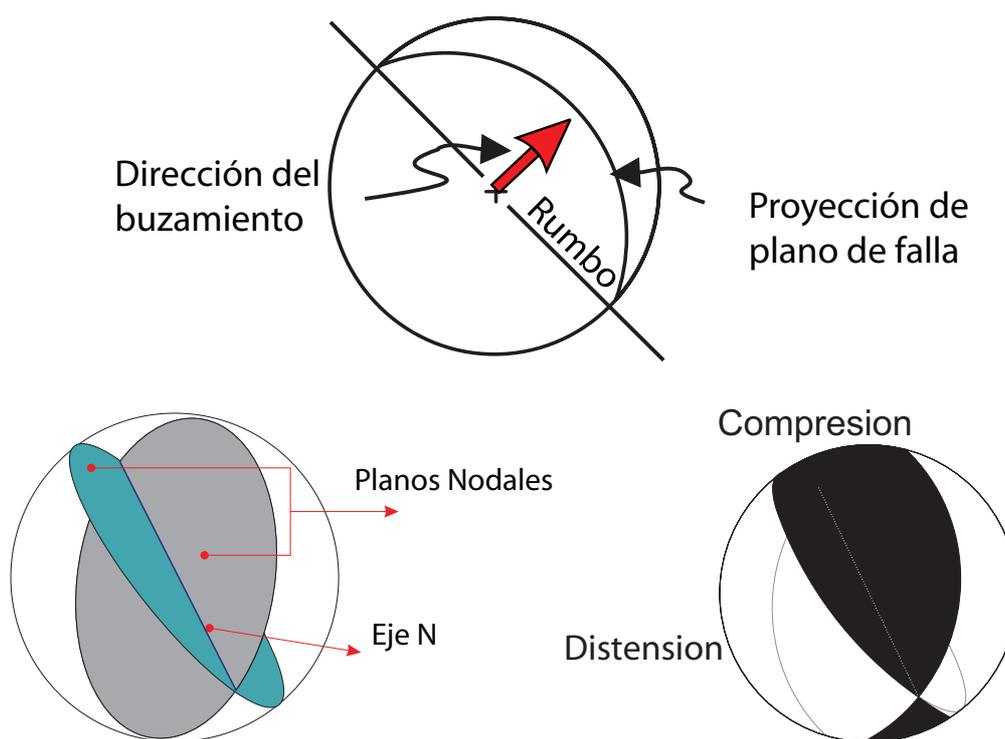
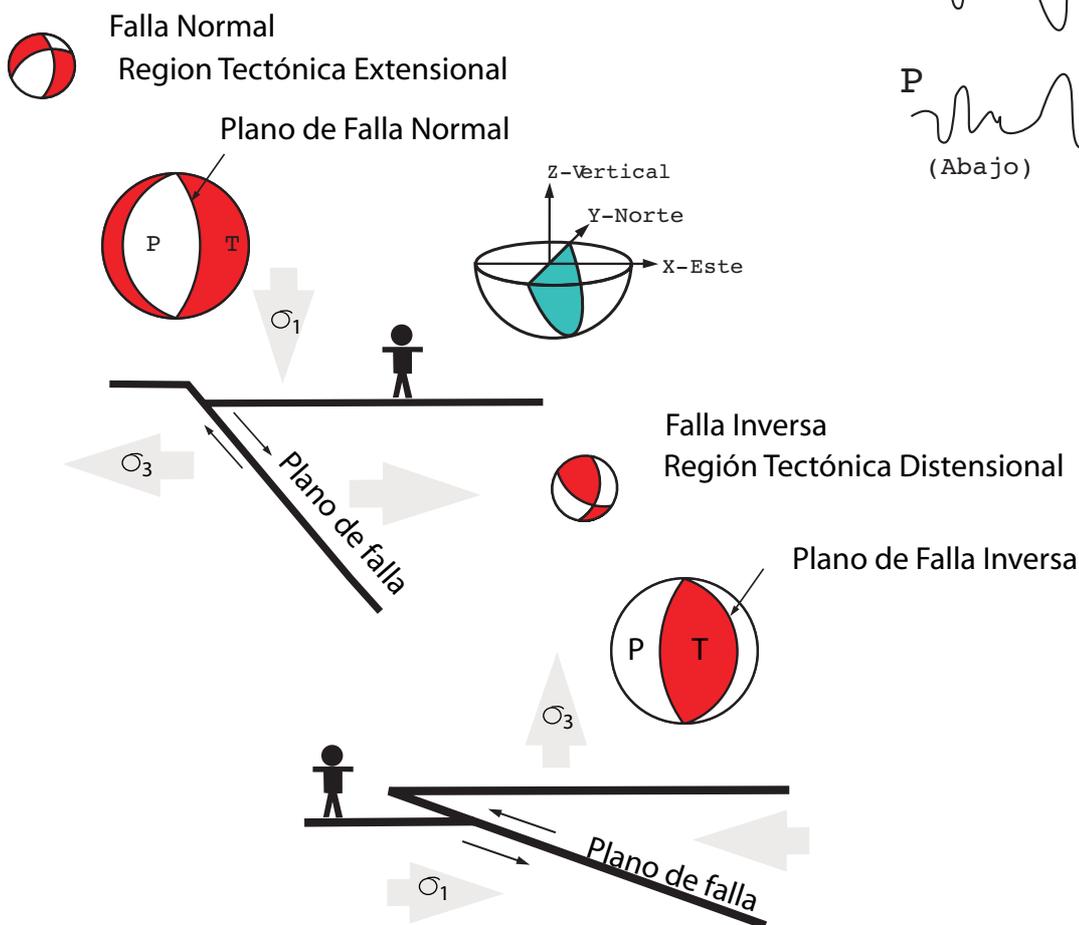


Figura 4.1: a) Esquema de la proyección estereográfica. En esta se observa el delineado de un plano de falla a partir de la cual se puede hallar rumbo y buzamiento de este plano, b) Esquema de los planos nodales de un mecanismo focal; c) Gráfico final de un mecanismo focal. Zonas negras (zonas compresivas), zonas blancas (zonas distensivas)

b)

 Eje-T (Cuadrante Distensivo)
 Eje-P (Cuadrante Compresivo)



a) Componentes del sismograma

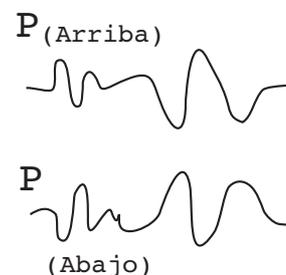


Figura 4.2: Esquema en el cual se resume el procedimiento y la interpretación de los mecanismos focales. a) Reconocimiento del primer pulso de un sismo en un sismograma. b) Interpretación de lo que representa los mecanismos focales en el campo.

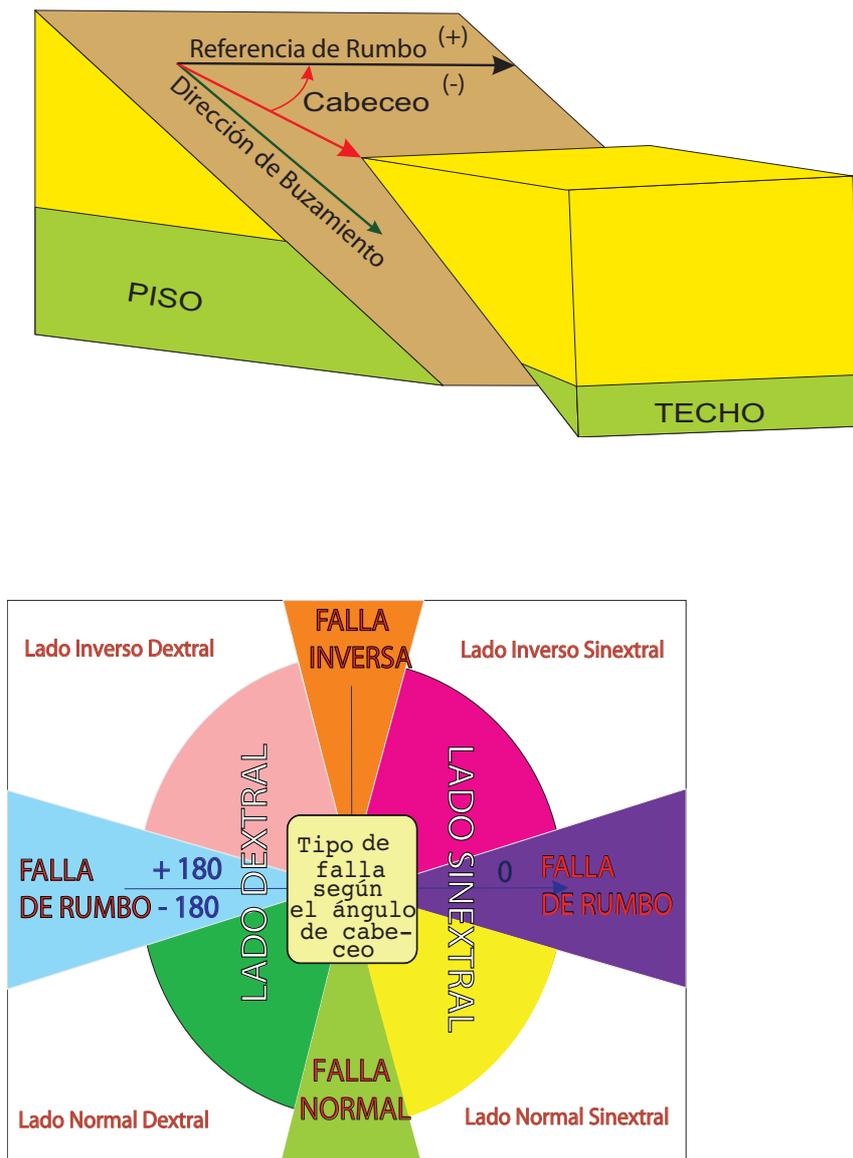


Figura 4.3: a) Diagrama del movimiento de los bloques debido a una falla y sus respectivos. Tomado de [http : //www.naturalfractures.com/1,1.htm](http://www.naturalfractures.com/1,1.htm); b) Ángulo de cabeceo para el vector de deslizamiento en los Mecanismos Focales con y su tipo de falla respectivo según este ángulo.

El vector de deslizamiento del techo de la falla que tenga un ángulo de cabeceo positivo al menos tiene una componente de deslizamiento inverso. Un ángulo de cabeceo de 90° indica deslizamiento enteramente inverso sin componente de desplazamiento horizontal el cual en la observación es difícil de encontrar. Igualmente un ángulo de cabeceo de -90° indica deslizamiento enteramente normal sin componente de desplazamiento horizontal, [Hauksson, 1990]. Hauksson definió al vector de deslizamiento normal a los que tengan ángulos entre -45° a -135° y al vector de deslizamiento inverso de 45° a 135° , con un vector de deslizamiento de rumbo de 44° a -44° o de 136° a 224° . Un geólogo puede estar más cómodo con una diferenciación del tipo de falla seguida en la Tabla 4.1

Cuadro 4.1: Tipo de Falla según el ángulo de cabeceo (slip) en los Mecanismos Focales.

Ángulo de cabeceo	Tipo de falla
0° a 180°	Falla de rumbo pura
90°	Falla inversa pura
-90°	Falla normal pura
-20° a 20°	Falla de rumbo sinextral
20° a 70°	Falla oblicua sinextral inversa
70° a 110°	Falla inversa
110° a 160°	Falla inversa dextral oblicua
-160° a 160°	Falla de rumbo dextral
-110° a -160°	Falla normal dextral oblicua
-70° a -110°	Falla normal
-20° a -70°	Falla normal sinextral oblicua

4.2. Anomalías Gravimétricas

4.2.1. Generalidades

El objetivo de la investigación de la gravedad es el de modelar la corteza de la tierra y del manto superior. La deshomogeneidad de la distribución de la corteza y el manto superior son determinadas. Estas anomalías de densidad pueden ser correlacionadas con las estructuras geológicas y los procesos tectónicos.

Las anomalías gravimétricas encontradas en el Perú muestran una relación directa de estas con las zonas de alta densidad que se asumen como macizos paleozoicos.

4.2.2. Datos Utilizados

Los datos de anomalías gravimétricas fueron obtenidos a partir del rada altimétrico Geosat los cuales fueron procesados obteniéndose como resultados anomalías gravimétricas [Smith et al., 1997], la escala para estos datos es de 1 en 250 Km. Los mapas de anomalías gravimétricas han sido graficadas en el software Generic Mapping Tools [Wessel and Smith, 1998] en esta tesis.

4.2.3. Influencia en la sismicidad de la ausencia de macizos paleozoicos en la zona

En anteriores investigaciones se observaron correlaciones entre la anomalías altas de la gravimetría con la ocurrencia de sismos corticales, [Soles et al., 2008]. Al observar el área de estudio vemos que en la zona no se encuentra controlado por macizos paleozoicos y esta puede ser un factor importante por el cual no se observa abundante sismicidad cortical a pesar de observarse sismicidad intermedia.

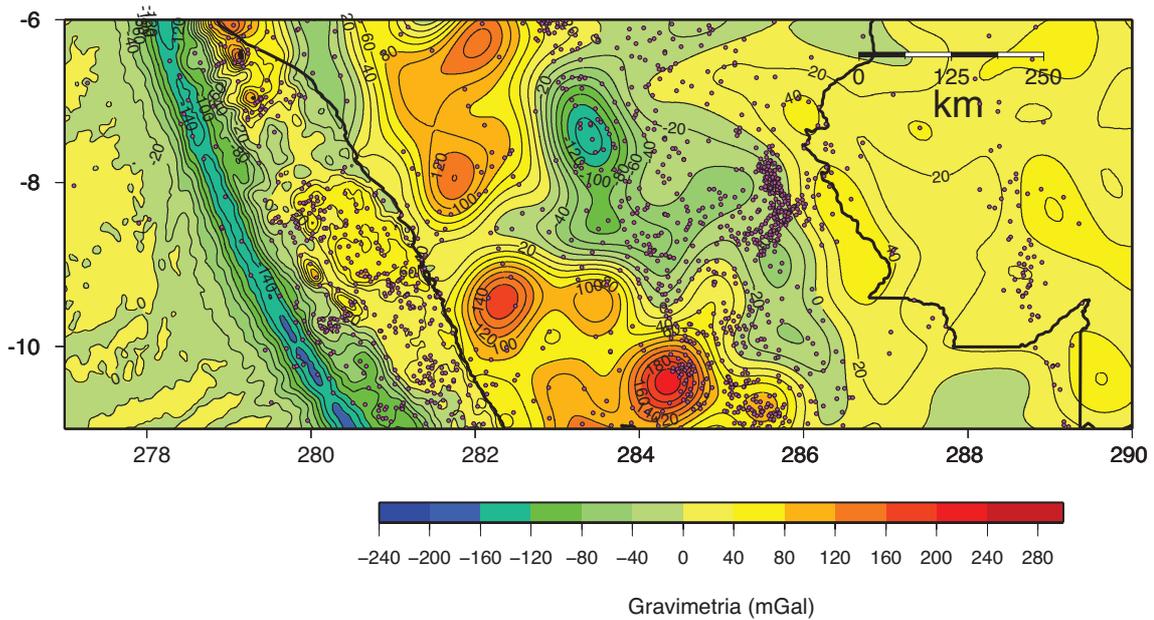


Figura 4.4: Mapa de anomalías gravimétricas en la zona central del Perú.

4.2.4. Solucion de Mecanismos Focales

Las soluciones de los mecanismos focales de sismos es una de las principales herramientas para el análisis sismotectónico de regiones continentales y oceánicas. Actualmente, con ayuda del desarrollo de técnicas computacionales los mecanismos focales son mejor utilizados tanto en tectónica regional como para el reconocimiento de estructuras locales. En la presente tesis utilizaremos estas soluciones con el objetivo de mostrar la manifestación de los esfuerzos ejercidos en el área de estudio y sus implicancias sismotectónicas.

4.2.5. Datos utilizados

Las soluciones de los mecanismos focales utilizados en este estudio fueron tomados del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS). Este catálogo recopila las soluciones del catálogo de la Universidad de Harvard, Servicio Geológico de los Estados Unidos (NEIC) y de otras publicaciones. Para el área de estudio la mayoría de las soluciones son del Catálogo de la Universidad de la máxima magnitud encontrada en la zona fue de $M_w=6.6$, Cuadro 4.2. El rango de los datos tomados fue los que abarcan el Perú, luego se enumeró la data y se cogió

el area del enjambre sísmico de Pucallpa.

- Año: 1990- 01- 01 a 2010 - 08- 30
- Latitude Range: -20 to -2
- Longitude Range: -84 to -66

Análisis Estadístico

Los datos obtenidos son: longitud, latitud, profundidad, fecha, tiempo, valor, inclinación y azimut de los eje T, P y N; la orientación (Φ) y el buzamiento (δ) de los planos nodales 1, 2 y la energía liberada por los sismos en Nm, Cuadro 4.5 En total del catálogo se tomaron las que se encuentran dentro del área de estudio, siendo 35 sismos con sus respectivas soluciones. En el Cuadro 4.2 se presenta el análisis descriptivo de las soluciones de los mecanismos focales. Así también la distribución de los datos según su profundidad se muestra en el Cuadro 4.3. Según el análisis estadístico se observa que los datos se distribuyen tanto en profundidades que pertenecen a la zona continental como a profundidades intermedias predominando la última, no hay eventos profundos. También se observa que estos mecanismos focales tienen diferentes tipos de esfuerzos, comprendiendo eventos extensionales en mayoría y eventos compresivos en la zona cortical, Cuadro 4.5. La inclinación de los ejes P varían entre 45° a 338° , para el eje T la dirección de los esfuerzos se inclinan entre 0 a 360° , Cuadro 4.2

Cuadro 4.2: Análisis Descriptivo de las 35 soluciones encontradas para el enjambre de Pucallpa

	Ejes P y T		Planos Nodales			Prof. (Km)	Mag. (Mw)
	Φ	Θ	ϕ	δ	λ		
Mínimo	P: 0°	44°	P1: 6°	4°	-179°	12.9	5
	T: 0°	0°	P2: 13°	46°	-138°		
Máximo	P: 84°	338°	P1: 359°	55°	170°	195.4	6.6
	T: 85°	355°	P2: 356°	90°	108°		

Cuadro 4.3: Clasificación de los Sismos según su Profundidad, [Tavera and Buforn, 1998].

Tipo de sismicidad	Profundidad (Km)	Número de datos
Sismicidad Cortical	0 – 50	6
Sismicidad Intermedia	50 – 350	29
Sismicidad Profunda	350 – 700	–

4.3. Esfuerzos Tectónicos

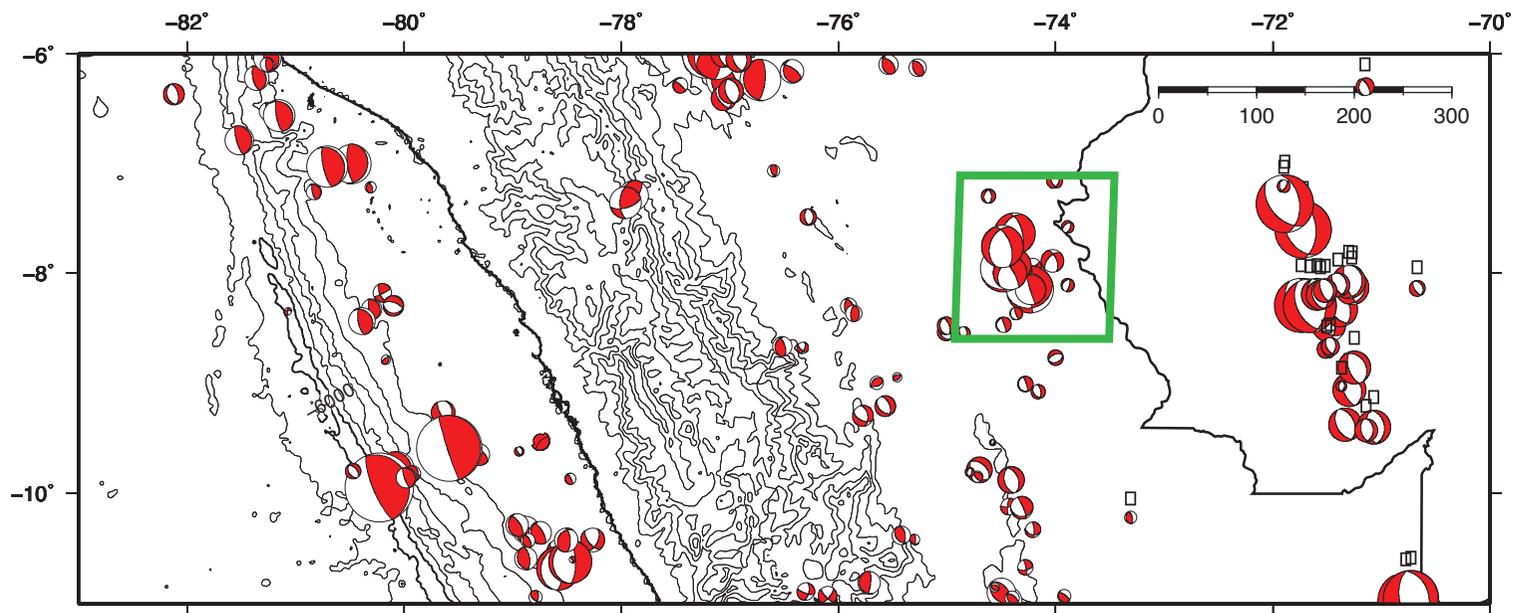
A fin de comprender el comportamiento del enjambre sísmico de Pucallpa, se analiza la distribución espacial de los esfuerzos tectónicos, Figura 4.5. Esta información nos brinda de la dirección y magnitud de los esfuerzos tectónicos. A fin de comprender la orientación de los esfuerzos locales. En el cuadro 4.5 se presentan los datos más importantes que determina los mecanismos focales para el área de estudio.

Cuadro 4.4: Datos del catalogo NEIC, que compila datos de diferentes fuentes. Los planos de las fallas son descritos por Φ =azimuth, medido desde el norte; δ =buzamiento medido desde la horizontal; λ =ángulo de deslizamiento, medido entre la horizontal sobre el plano de falla y el vector deslizamiento. Los ejes P y T con sus respectivos valores de Φ =azimut y Θ =inclinación

ID	Fecha			Ejes P y T		Planos Nodales			T.	P. (Km)	E. (Nm)	exp
	d	m	a	Φ	Θ	ϕ	δ	λ	F.			
57	9	4	1991	P:2	44	P1:138	43	-84	NF	125	4.7	17
				T:85	167	P2:310	48	-95				
58	9	4	1991	P:1	253	P1:338	45	-96	NF	144.6	5.3	17
				T:85	156	P2:167	46	-84				
72	6	10	1991	P:7	93	P1:191	39	-78	NF	145	9.2	16
				T:80	223	P2:356	52	-100				
73	25	11	1991	P:37	78	P1:211	11	-41		146.6	1.1	17
				T:51	242	P2:341	83	-98				
119	16	10	1994	P:0	53	P1:117	52	-129	NF	126	2.5	17
				T:60	323	P2:350	52	-51				
120	16	10	1994	P:7	56	P1:129	40	-114	NF	139.2	2.4	17
				T:73	301	P2:339	54	-71				
131	8	1	1995	P:7	338	P1:66	38	-94	NF	151.6	1.1	17
				T:83	177	P2:250	52	-87				
132	11	1	1995	P:25	115	P1:157	39	-164		177	1.4	17
				T:42	0	P2:54	80	-52				
142	12	6	1995	P:76	155	P1:333	44	71	TF	35	1.3	17
				T:3	257	P2:180	49	108				
143	12	6	1995	P:73	102	P1:359	29	85	TF	43.4	1.3	17
				T:16	273	P2:185	61	93				
144	2	7	1995	P:13	68	P1:137	35	-119	NF	142.5	9.4	16
				T:69	302	P2:352	60	-71				
171	6	4	1996	P:69	66	P1:299	26	72	TF	39.7	6.4	16
				T:20	223	P2:139	65	99				
173	24	4	1996	P:3	102	P1:218	48	-52	NF	152	2.7	17
				T:62	199	P2:348	54	-125				
174	24	4	1996	P:2	99	P1:222	55	-39	NS	160.6	3.1	17
				T:51	192	P2:338	59	-138				
229	10	3	1998	P:20	112	P1:221	27	-65	NF	161.9	8.1	16
				T:67	261	P2:13	66	-102				
232	3	4	1998	P:45	60	P1:73	22	170		145	1	19
				T:37	282	P2:172	86	68				

Cuadro 4.5: Datos del catalogo NEIC, que compila datos de diferentes fuentes. Los planos de las fallas son descritos por Φ =azimuth, medido desde el norte; δ =buzamiento medido desde la horizontal; λ =ángulo de deslizamiento, medido entre la horizontal sobre el plano de falla y el vector deslizamiento. Los ejes P y T con sus respectivos valores de Φ =azimut y Θ =inclinación

ID	Fecha			Ejes P y T		Planos Nodales			T.	P. (Km)	E. (Nm)	exp
	d	m	a	Φ	Θ	ϕ	δ	λ	F.			
233	3	4	1998	P:47	68	P1:68	13	166		153.7	9.5	18
				T:40	273	P2:172	87	77				
250	28	11	1998	P:15	115	P1:181	34	-124	NF	133.3	1.2	17
				T:66	347	P2:40	63	-70				
270	25	12	1999	P:84	148	P1:325	45	82	TF	19	1.5	17
				T:0	241	P2:157	46	98				
271	25	12	1999	P:72	183	P1:166	36	115	TF	26	2	17
				T:11	58	P2:315	57	73				
288	1	11	2000	P:45	56	P1:68	22	170		146	7.4	17
				T:37	277	P2:168	86	68				
289	1	11	2000	P:44	65	P1:75	10	-179		153.1	7.6	17
				T:44	264	P2:345	90	-80				
329	1	8	2001	P:7	265	P1:20	43	-53	NF	195.4	1.2	17
				T:65	11	P2:155	57	-119				
330	6	8	2001	P:12	59	P1:147	33	-93NF		127	1.5	17
				T:78	246	P2:330	57	-88				
331	6	8	2001	P:14	74	P1:174	31	-76	NF	141.6	1.5	17
				T:74	226	P2:338	60	-98				
351	28	12	2001	P:48	75	P1:303	4	50		161.5	9.9	17
				T:42	251	P2:163	87	92				
491	22	11	2005	P:33	73	P1:160	12	-93NF		151.9	1.1	17
				T:57	254	P2:343	78	-89				
522	20	10	2006	P:8	102	P1:190	37	-93	NF	135	4.5	16
				T:82	294	P2:13	53	-88				
560	12	7	2007	P:23	79	P1:203	29	-43	NF	152	1.4	18
				T:58	211	P2:332	71	-112				
561	12	7	2007	P:21	83	P1:215	37	-29		156.4	1.5	18
				T:50	201	P2:329	73	-124				
602	20	5	2008	P:2	260	P1:6	46	-66	NF	146.5	9	16
				T:73	355	P2:154	49	-113				
606	26	6	2008	P:78	262	P1:249	41	106	TF	12.9	4.5	16
				T:5	147	P2:48	51	76				
612	22	8	2008	P:55	66	P1:351	10	103		158.5	7.2	16
				T:35	251	P2:159	80	88				
613	26	8	2008	P:11	90	P1:201	36	-62	NF	154	4.3	18
				T:69	214	P2:347	59	-109				
614	26	8	2008	P:10	87	P1:198	39	-60	NF	158.2	4.8	18
				T:69	204	P2:341	57	-112				



GM 2010 Oct 08 10:49:41

Figura 4.5: Distribución Regional de los Mecanismos Focales por el centro del Perú. De acuerdo a esta distribución los mecanismos focales tiene una orientación NE-SO a E-O

En general el mecanismo focal brinda información sobre tipo de falla (NF, fallamiento normal, fallamiento de rumbo SS, fallamiento inverso TF). Además de las categorías NF, TF y SS, combinaciones de NF con SS (transtensionales NS) y TF con SS (transpresionales TS) existen, [Zoback, 1992] . NS es apropiado cuando el máximo esfuerzo o Eje P esta en la inclinación del eje P y el eje N. TS es apropiado donde el mínimo esfuerzo o eje T esta en la inclinación del eje B y el eje T. La inclinación de los ejes P, N y T (o ejes δ_1 , δ_2 y δ_3) son usados para asignar el régimen de esfuerzo apropiado para los datos registrados, [Barth, 2010]. En el cuadro 4.5 se detalla a que tipo de falla pertenecen los datos. Siendo predominante la categoría NF a una profundidad intermedia.

4.3.1. Implicancias Sismotectónicas en la Región

Se tomaron los sismos cuyo epicentro se encuentran a lo largo de toda la zona de subducción y luego se seleccionaron los que se encuentran a 600-800 Km de distancia tomando como referencia el 0 en la fosa, lugar donde se encuentra el enjambre sísmico de Pucallpa, Figura 4.6. Como se dijo anteriormente se tienen 35 sismos con sus respectivas soluciones de mecanismos focales los cuales determinan 2 regímenes tectónicos, por ser los más predominantes. Se clasificó el tipo de falla (NF, falla normal, NS, falla transtensional, TF, falla inversa y sus conjugaciones) tomando como referencia a Zoback, [Zoback, 1992] para definir el régimen tectónico respecto a la solución de el azimut y inclinación de los ejes P, T y N como se dijo anteriormente.

- En forma general, los sismos desde la zona de subducción (hasta 200 Km. respecto a la fosa) son principalmente de tipo inverso, pero también se observa la presencia de 2 sismos de tipo normal con magnitudes mayores a los sismos con tendencia inversa los cuales manifiestan un régimen extensional. Los sismos compresivos son corticales con profundidades que varían entre 30 a 50 Km, Figura 4.8.
- En la Figura 4.8 c se observa que la sismicidad libera menos energía en ambas zonas, en el margen convergente y en el enjambre sísmico de Pucallpa, mientras que en las zonas de mayor liberación de energía en el margen convergente tiene mayor liberación de energía en el enjambre sísmico de

Pucallpa, la actividad de la tectónica también se puede observar por la topografía de la Cordillera de los Andes, es decir, en zonas de mayor liberación de energía la topografía es más alta mientras que en las otras disminuye.

- Se tienen 19 sismos son de tipo normal (NF), (Figura 4.10 , Cuadro 4.5) es decir que son sismos con un régimen principalmente extensivo. Estos sismo se encuentran a profundidades que varían de 120 a 180 Km. aproximadamente. El régimen tectónico extensivo es el más predominante en el área y se encuentra a profundidades intermedias. Estos eventos son los característicos del enjambre sísmico de Pucallpa. Otra característica es la ausencia de sismos profundos en este tipo de entornos de subducción con presencia de sismos extensivos intermedios, [Isacks and Molnar, 1969].
- Se encontraron 6 sismos tipo TF, falla inversa (Figura 4.9, Cuadro 4.5) con un régimen tectónico compresivo. Estos sismos se caracterizan por ser sismos corticales los cuales manifiestan la presencia de esfuerzos compresivos en la zona superficial del área de estudio, pudiendo ser una zona doble de Wadati-Benioff, [Brudzinski, 2007].
- Los restantes tienen más de un comportamiento netamente extensivo pero tienen componente normal, por lo cual se asume como este tipo de esfuerzo (NF), Figura 4.10, Cuadro 4.5.

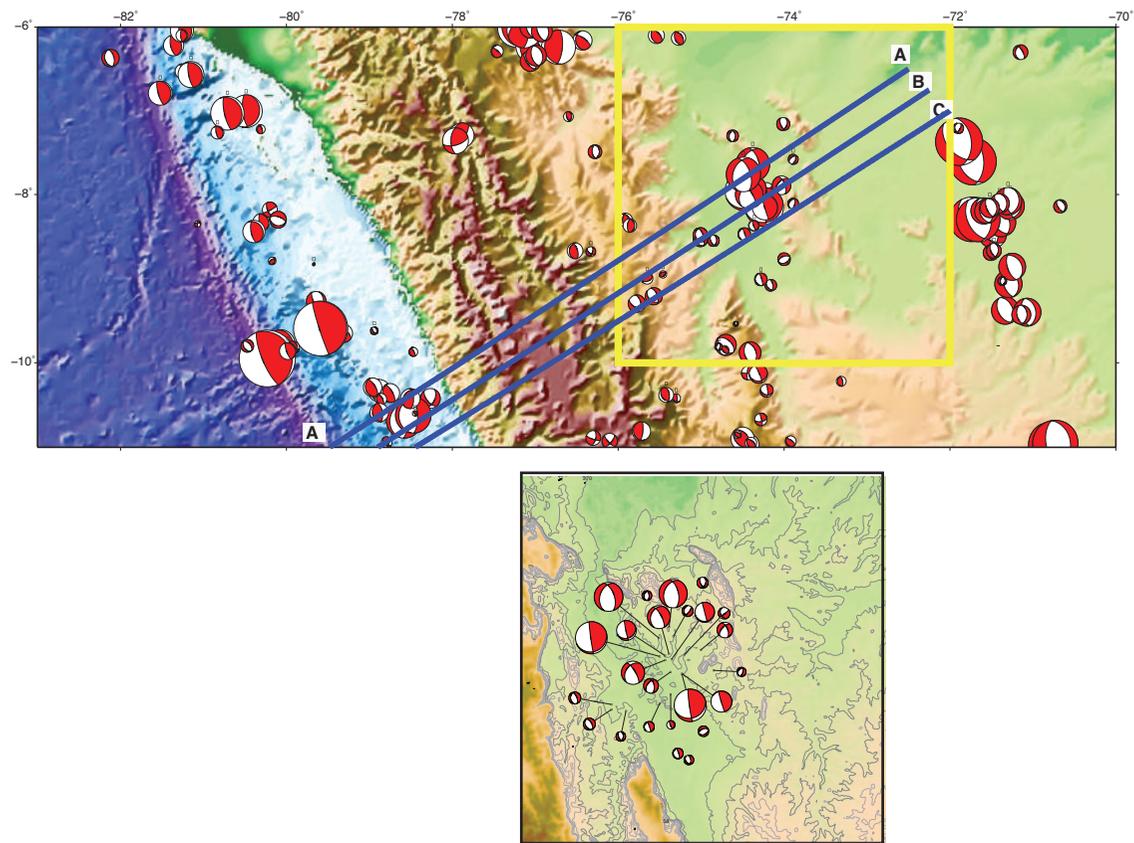


Figura 4.6: Mecanismos focales de los sismos intermedios del Nido Sísmico de Pucallpa.

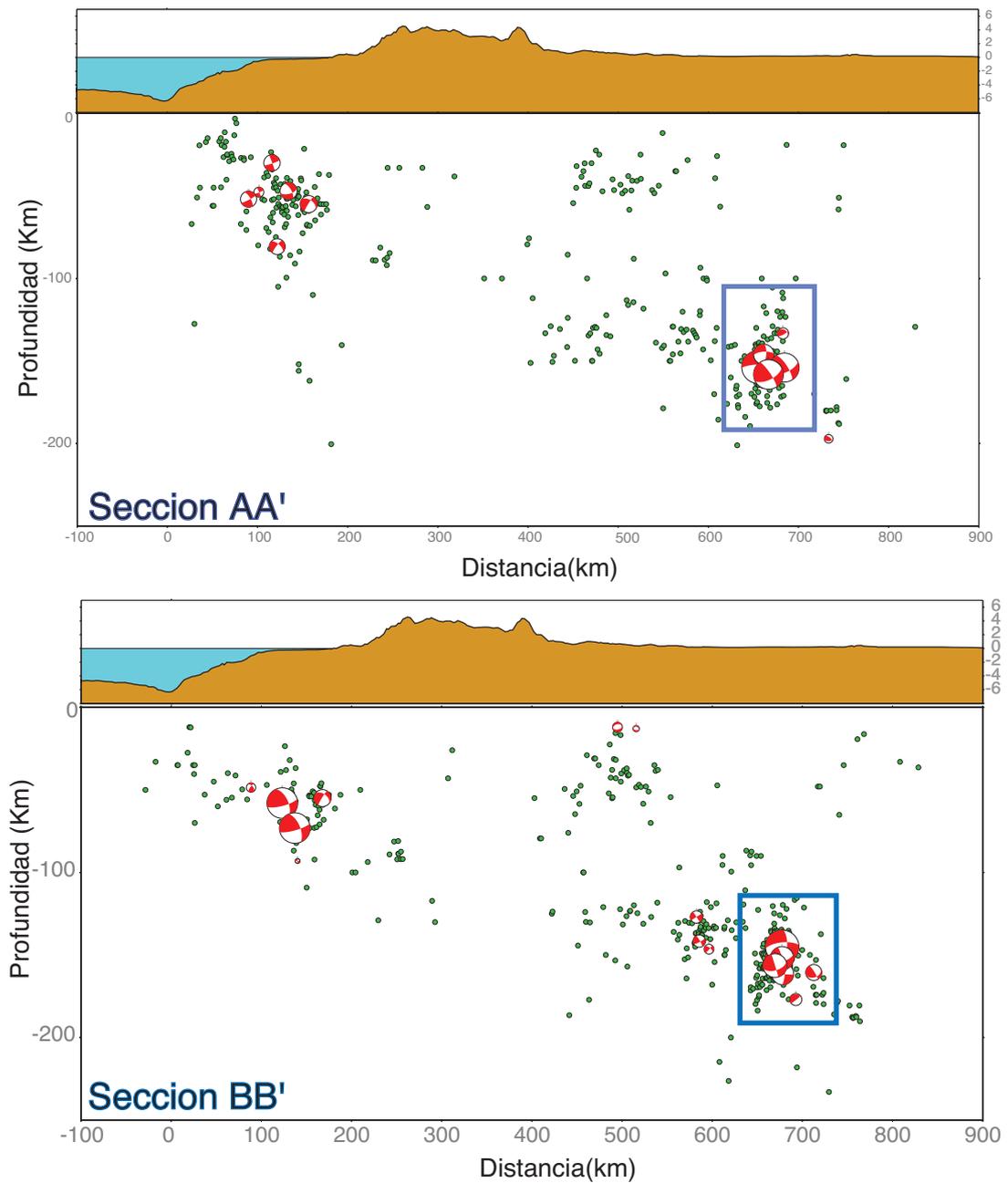


Figura 4.7: Secciones transversales a lo largo de la zona Central del Perú, el cual comprende parte del enjambre sísmico de Pucallpa, así como, la zona de subducción Wadati-Benioff. Las secciones nos muestran las soluciones de mecanismos focales a lo largo de la placa Sudamericana en el área de estudio.

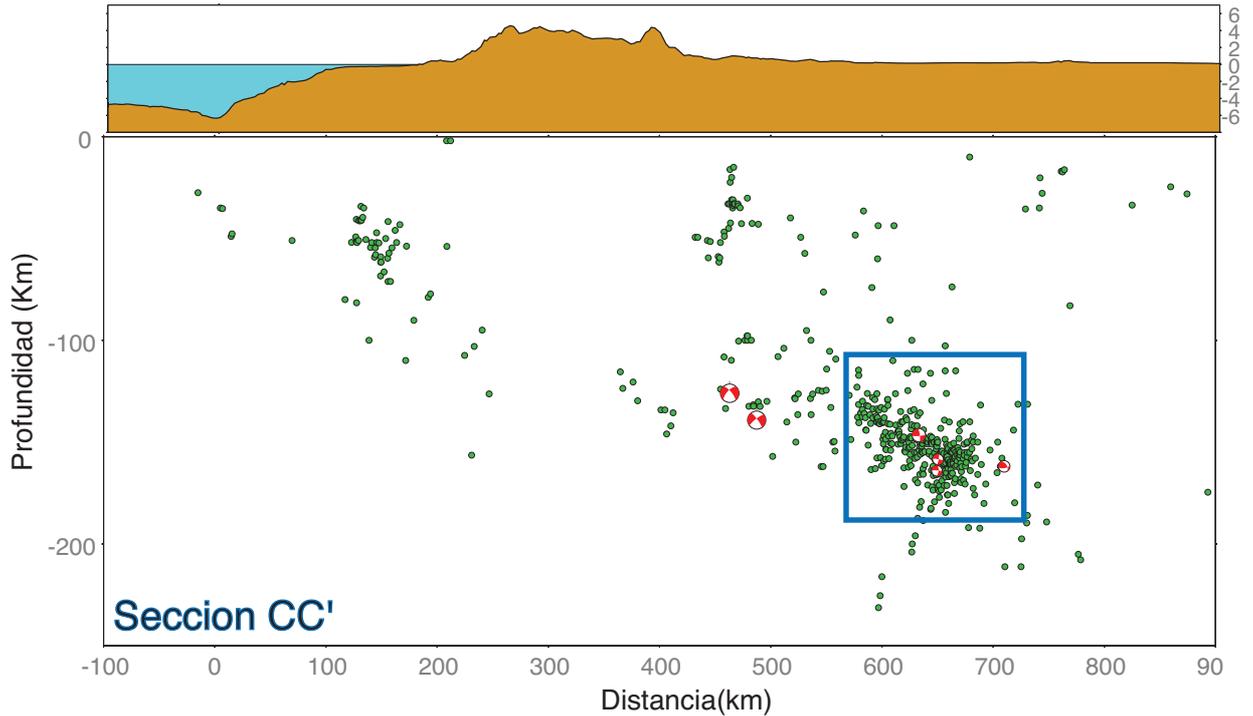


Figura 4.8: Secciones transversales a lo largo de la zona Central del Perú, el cual comprende parte del enjambre sísmico de Pucallpa, así como, la zona de subducción Wadati-Benioff. Las secciones nos muestran las soluciones de mecanismos focales a lo largo de la placa Sudamericana en el área de estudio.

4.3.2. Régimen de Esfuerzos Tectónicos

El régimen de esfuerzos tectónicos en el enjambre de Pucallpa se caracteriza por sismos de profundidad intermedia con el esfuerzo máximo, $\delta 1$, en dirección vertical para todos los sismos intermedios. Los datos se clasificaron según el régimen de esfuerzos definidos por diferentes autores, [Barth, 2010], [Zoback, 1992]. Encontrándose dos tipos de regímenes de esfuerzos principales uno compresivo en la parte cortical, uno extensivo dentro de la placa subductante, acotando que el segundo es el de predominancia.

Esfuerzos Compresivos

Sobre la zona del enjambre sísmico de Pucallpa se encontró seis sismos corticales que se encuentran en régimen de compresión, TF, lo cual indica deformación cortical de la zona que podrían estar relacionados a acortamiento de las fajas

plegadas que existen al este de los Andes o una zona doble de subducción, que es la más tentativa ya que en esta área no hay fajas plegadas como se presenta en otras zonas del Subandino, [Dumond et al., 1992], Figura 2.3. El eje principal de esfuerzo $\delta 1$ se encuentra en el plano horizontal, Figura 4.9.

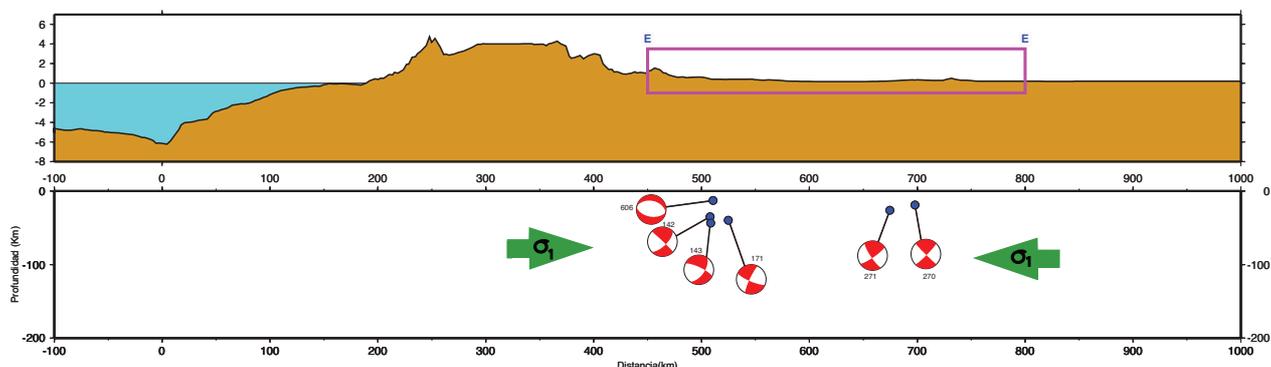


Figura 4.9: Sismos con mecanismos focales inversos, donde el eje P es el eje principal de esfuerzos, que se encuentra en dirección paralela al eje horizontal.

Esfuerzos Extensivos

A lo largo de la placa subductante se presenta 19 sismos intermedios de régimen extensivo, NF, Figura 4.10. El eje principal ($\delta 1$) se encuentra en dirección aproximada al eje vertical lo que nos indica que la fuerza gravitacional se impone sobre las fuerzas compresivas a profundidades intermedias.

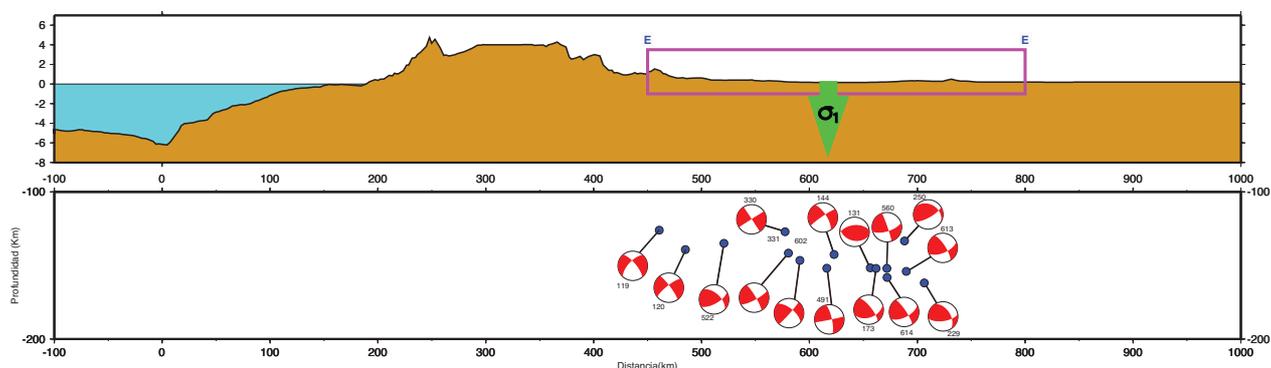


Figura 4.10: Sismos con mecanismos focales normales, donde el eje T es el eje principal de esfuerzos que se encuentra en dirección paralela al eje vertical.

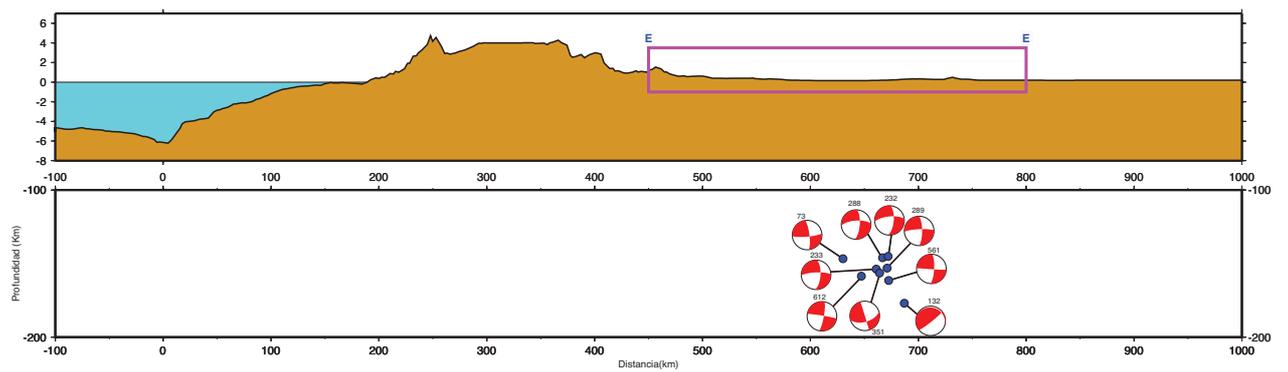


Figura 4.11: Diez sismos que no se encuentran en la clasificación de Zoback, [Zoback, 1992], pero que sin embargo evidencian el régimen extensivo a profundidades intermedias con componente extensional.

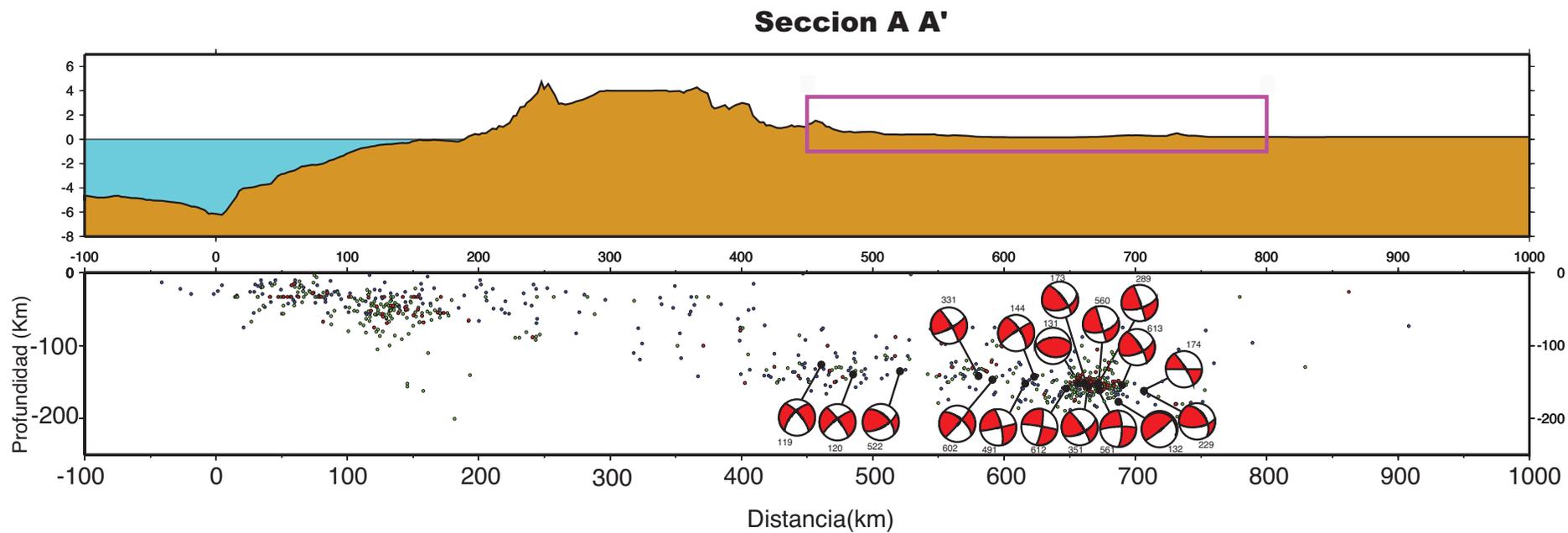


Figura 4.12: Sismos que indican la forma de la placa subducente oceánica. Además se presentan los mecanismos focales presentados en la zona intermedia del centro del Perú.

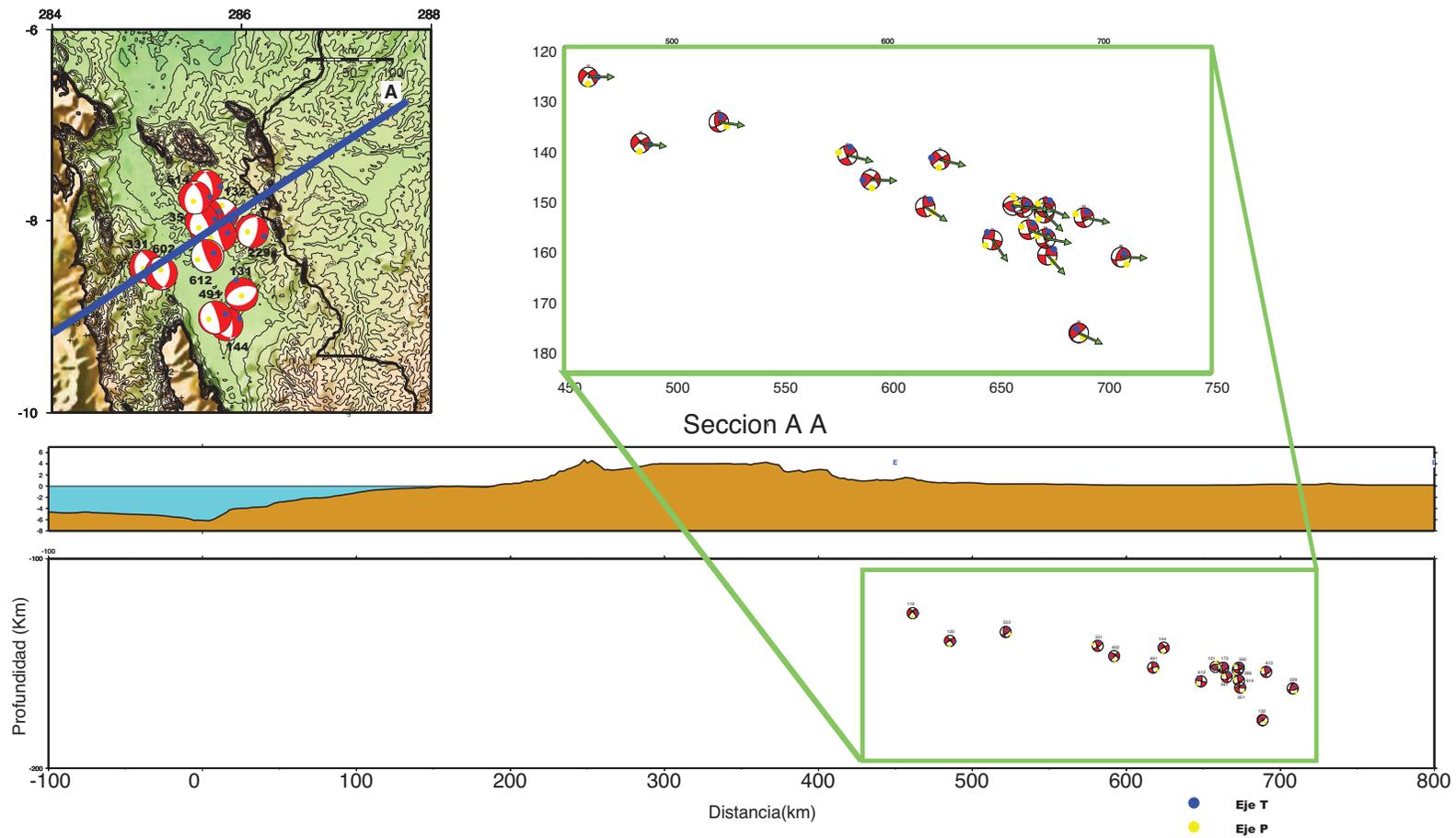


Figura 4.13: Dirección de los esfuerzos principales que rigen en el enjambre sísmico de Pucallpa. Se dibujo la inclinación del eje T de los mecanismos focales obtenidos en la zona. Los sismos son extensionales y se hunden en el manto.

Capítulo 5

Conclusiones

- La sismicidad presentada en la zona central del Perú, entre las latitudes 8° a 10° en el Perú, presenta una subducción plana desacoplada, con ausencia de sismos de grandes magnitudes, $M_w > 8$.
- La placa subducente en esta zona presenta una ausencia sísmica debajo la cordillera, entre 200 a 400 km con respecto a la fosa. El incremento de actividad sísmica intermedia que se presenta entre los 600 a 700 km de distancia con respecto a la fosa se definió como el enjambre sísmico de Pucallpa, a profundidades entre 120 a 190 Km.
- El enjambre sísmico de Pucallpa según la solución de mecanismos focales tiene un régimen tectónico extensivo, lo cual nos indica que la placa subducente acumulo suficiente esfuerzo para que este la energía sea liberada comportándose la placa de Nazca en forma elástica en esta zona. Lo cual explica el porqué no hay sismos de grandes magnitudes en la zona relacionados con la subducción de placas.
- El esfuerzo principal máximo ($\delta 1$) se encuentra en forma vertical lo cual nos hace concluir que la fuerza gravitacional cumple un papel principal en el enjambre de Pucallpa. Esta fuerza gravitacional hunde la placa subductante hacia el manto sobre su propio peso encontrando material denso. Se ha presentado evidencias de este hundimiento en la litosfera. Al graficar la dirección del eje de tensión, eje T, la dirección nos indica que el esfuerzo va hacia abajo, resubduciendo, Figura 5.1.
- Se concluyen también que la fuerza de movimiento de la placa que actúa sobre el enjambre sísmico de Pucallpa está relacionado con la fuerza de arrastre de la placa subductante, que ha sido relacionado con las regiones con liberación de momentos baja y con una placa subductante que mantiene la fuerza mecánica durante el descenso y la deformación sismogénica a profundidad ([Conrad et al., 2004], [Bilek, 2005]). La base de la fuerza de arrastre de la placa subductante, en la cual el exceso de peso de es transmitido a la superficie de la placa por esfuerzos guiados dentro de la placa

subductante genera sismos de profundidad intermedia. Lo cual infiere que hay un fuerte acoplamiento entre la placa sobreyacente y la placa subductante lo cual retiene la fuerza mecánica y produce los sismos intermedios.

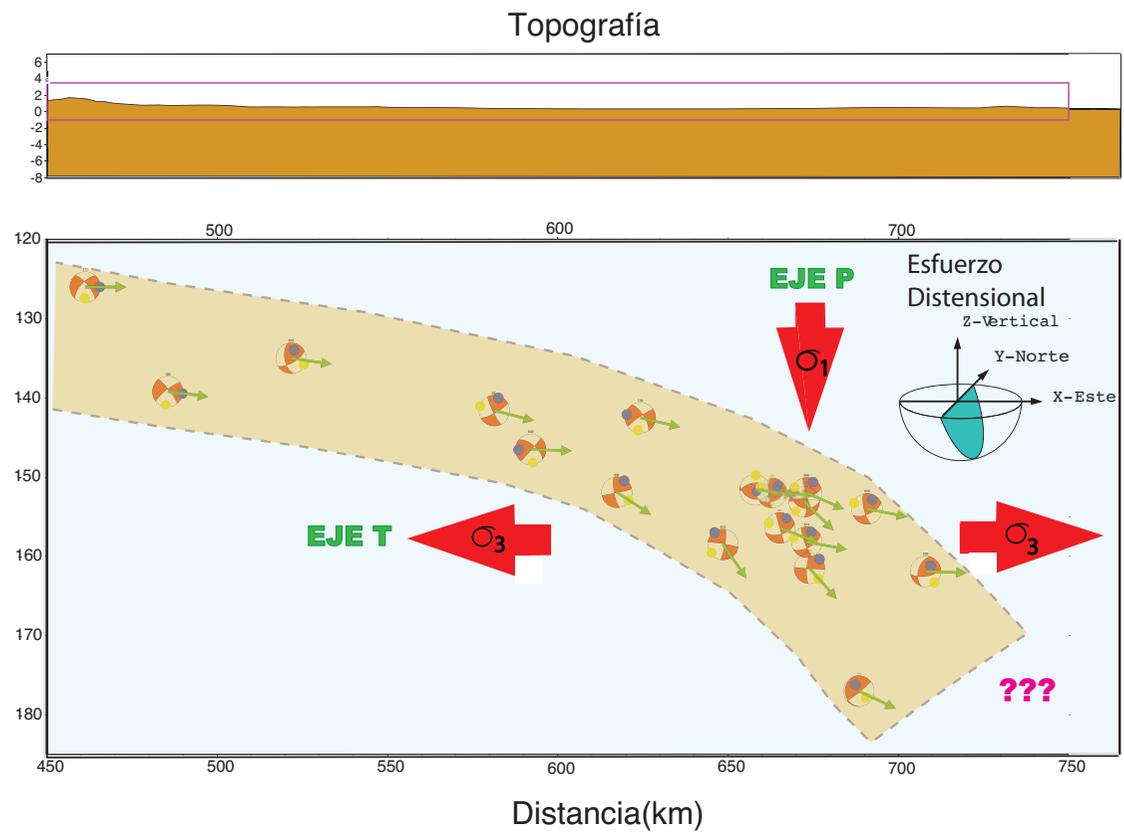


Figura 5.1: Interpretación del régimen tectónico que rige en el enjambre sísmico de Pucallpa

Bibliografía

- [Askew and Algermissen, 1984] Askew, B. and Algermissen, S. (1984). Catálogo de hipocentros e intensidades de américa del sur. *Centro Regional de sismologia para America del Sur. CERESIS*, pages 137–144.
- [Barazangi and Isacks, 1976] Barazangi, M. and Isacks, B. (1976). Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South American. *Geology*, 4:686–692.
- [Barth, 2010] Barth, A. e. a. (2010). Stress derivation from earthquakes focal mechanisms. *World Stress Map Porject*.
- [Bernal et al., 2002] Bernal, I. et al. (2002). Zonas sismogénicas en Perú: Volúmenes de deformación, gráficos polares y zonificación preliminar. *Boletín de la Sociedad Geologica del Perú*, 93:31–44.
- [Bilek, 2005] Bilek, S. e. a. (2005). Slab pull, slab weakening, and their relation to deep intra-slab seismicity. *Geophysical Research Letters*, pages 1–5.
- [Brudzinski, 2007] Brudzinski, M. e. a. (2007). Global prevalence of double benioff zones. *Science*, 316:1472–1474.
- [Cloos and Shreve, 1996] Cloos, M. and Shreve, R. (1996). Shear-zone thickness and seismicity of Chilean- and Marianas-type subduction zones. *Geology*, 24:107–110.
- [Conrad et al., 2004] Conrad, C. et al. (2004). Great earthquakes and slab pull: interaction between seismic coupling and plate slab coupling. *Earth and Planetary Science Letters*, 218:109–122.
- [Cronin, 2004] Cronin, V. (2004). A draft primer on focal mechanism solution for geologist. *Baylor University*.

- [DeMets et al., 1990] DeMets et al. (1990). Current plate motion. *Geophysical Journal International*, 101:425–478.
- [DeMets et al., 2010] DeMets, C. et al. (2010). Geologically current plate motion. *Geophysics Journal International*, 181:1–80.
- [Dumond et al., 1992] Dumond, J. et al. (1992). Rasgos morfoestructurales de la llanura amazónica del Perú: Efecto de la neotectónica sobre los cambios fluviales y de la delimitación de las provincias morfológicas. *Bull. Inst. Fr. Et. And*, 21(3):801–833.
- [Dumont and Fournier, 1994] Dumont, J. and Fournier, M. (1994). Geodynamic environment of quaternary morphostructures of the subandean foreland basin of Peru and Bolivia: Characteristics and study methods. *Quaternary International*, 21:129–142.
- [Engdahl et al., 1995] Engdahl, E. et al. (1995). Imaging of subducted lithosphere beneath South America. *Geophysical Research Letters*, 22(16):2317–2320.
- [Gansser, 1973] Gansser, A. (1973). Facts and theories on the Andes. *Geological Society of London*, 1291:93–131.
- [Giesecke, 1984] Giesecke, A. (1984). *Symposium on Seismic and Volcanic Hazard and Risk in South America*. Centro Regional de sismología para América del Sur. CERESIS, 445–449.
- [Gutscher, 2002] Gutscher, M. (2002). Andean subduction styles and their effect on thermal structure and interplate coupling. *Journal of South American Earth Sciences*, 15:3–10.
- [Gutscher et al., 2000] Gutscher, M. et al. (2000). Geodynamic of flat subduction: Seismicity and tomographic form the Andean margin. *Tectonics*, 19:814–833.
- [Hasegawa and Selwyn, 1981] Hasegawa, A. and Selwyn, I. (1981). Subduction of the Nazca plate beneath Peru as determined from seismic observation. *Journal Geophysical Research*, 86(B6):4971–4980.
- [Hasegawa and Takagi, 1987] Hasegawa, A. and Takagi, A. (1987). Comparison of Wadati-Benioff zone geometry and distribution of earthquake generating stress

beneath northeastern japan and those beneath south america. *Wadati-Benioof Zone and Earthquake generating stress*, pages 1–18.

[Hauksson, 1990] Hauksson, E. (1990). Earthquakes, faulting, and stress in the Los Angeles Basin. *Journal of Geophysical Research*, 95:15365–15394.

[Isacks and Molnar, 1969] Isacks, B. and Molnar, P. (1969). Mantle earthquake mechanisms and the sinking of the lithosphere. *Nature*, 223(5211):1121–1124.

[Isacks and Molnar, 1971] Isacks, B. and Molnar, P. (1971). Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focal-mechanism solutions of mantle earthquakes. *Reviews of geophysics and Space Physics*, 9(1).

[Judge, 1998] Judge, A. (1998). The relationship between plate curvature and elastic plate thickness: A study of the peru-chile trench. Master of science in earth sciences, Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences and to Woods Hole Oceanographic Institution.

[Malone, 2001] Malone, S. (2001). A software package to analyze seismicity: Zmap. *Seismological Research Letters*, 72(2).

[Norabuena et al., 1999] Norabuena, E. et al. (1999). Decelerating nazca-south america and pacific plate motions. *Geophysical Research Letters*, 26(22):3405–3408.

[Roddazz et al., 2005] Roddazz, M. et al. (2005). Forebulge dynamics and environmental control in western amazonia: The case study of arch of iquitos (peru). *Tectonophysics*, 399:87–108.

[Sandwell et al., 1997] Sandwell, D. et al. (1997). Marine gravity anomaly from geosat and ers 1 satellite altimetry. *Journal of Geophysical Research*, 102(B5):10039–10054.

[Schneider and Selwyn, 1987] Schneider, J. and Selwyn, S. (1987). Stress in the contorted nazca plate beneath southern peru from local earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 92(B13):13887–13902.

[Sella, 2002] Sella, G. (2002). A model for recent plate velocity from space geodesy. *Journal of Geophysical Research*, 107(B4):2081.

- [Silgado, 1978] Silgado, E. (1978). Cronología y características detalladas de los sismos en el Perú. *Instituto de Geología y Minería*.
- [Smith et al., 1997] Smith, W. et al. (1997). Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, 277(5334):1956.
- [Soles et al., 2008] Soles, A. et al. (2008). Sismicidad cortical y su relación con las fallas activas y anomalías gravimétricas en el norte del Perú. *Sociedad Geológica del Perú*.
- [Suarez, 1983] Suarez, G. (1983). Seismicity, fault plane solution, depth of faulting, and active tectonics of the Andes of Peru, Ecuador, and southern Colombia. *Journal Geophysical Research*, 88(B12):10,403–428.
- [Tavera and Buforn, 1998] Tavera, H. and Buforn, E. (1998). Sismicidad y sismotectónica del Perú. *Física de la Tierra*, 10:187–219.
- [Tavera and Buforn, 2001] Tavera, H. and Buforn, E. (2001). Source mechanism of earthquake in Peru. *Journal of seismology*, 5:519–539.
- [Uribe, 2008] Uribe (2008). Relación entre la topografía y la sismicidad en los Andes peruanos. Master's thesis, Universidad Nacional Mayor de San Marcos.
- [Wessel and Smith, 1998] Wessel, P. and Smith, W. (1998). New improved version of the generic mapping tools released. *American Geophysical Union*, pages 79–579.
- [Zoback, 1992] Zoback, M. (1992). First- and second order patterns of stress in the lithosphere: The world stress map project. *Journal Geophysical Research*, 97(B8):11703–11728.