

CAPÍTULO III

Región de Nuevo Cuyo: Marco Sismotectónico y Datos Sismológicos

El sábado 15 de enero de 1944, a las 20.52, un terremoto de 7.8 grados en la escala de Richter, destruyó la ciudad de San Juan y enlutó al país entero: la tragedia fue de tal magnitud que ninguna familia salió indemne de algún luto y prácticamente nadie salvó su casa. Nunca se supo exactamente la cantidad de muertos. Se estima que fueron entre 10 y 15 mil personas.

Desde la mañana los animales se habían comportado de manera extraña: los gallos no cantaron al amanecer sino al atardecer, los caballos relincharon inquietos y los perros, gimiendo de miedo, buscaron sin cesar algún lugar oscuro donde refugiarse.

Pero nadie se apercibió de lo que anunciaban y cuando las grietas se abrieron, ya fue muy tarde: en minutos todo se vino abajo, la Catedral incluida.

Y hasta los que habían logrado escapar hacia la calle, fueron aplastados por la mampostería de los viejos edificios, que se bambolearon y finalmente cayeron, incapaces de resistir, porque inexplicablemente -desde 1900 se sabía que San Juan estaba situada en zona altamente sísmica- no habían sido hechos para eso.



(“A 64 años del terremoto que destruyó la ciudad”, Diario de Cuyo, San Juan, 15/01/2008. Fotografía extraída del libro "Historia Argentina", Diego Abad de Santillán. TEA, Tipográfica Editora Argentina. 1971, Buenos Aires, Argentina.).

3.1. LA REGIÓN DE NUEVO CUYO (RNC)

El presente trabajo se desarrolla en el marco de una región calificada como la de más alta peligrosidad sísmica en la República Argentina (Giardini et al., 1999). Con una morfología y tectónica condicionadas por la subducción de la placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana, la Región de Nuevo Cuyo se encuentra conformada por las provincias del Centro-Oeste argentino: San Juan, Mendoza, La Rioja y San Luis, teniendo como principal expresión topográfica a la Cordillera de los Andes.

En particular, la zona de estudio se extiende desde los 28°S hasta los 34°S y desde los

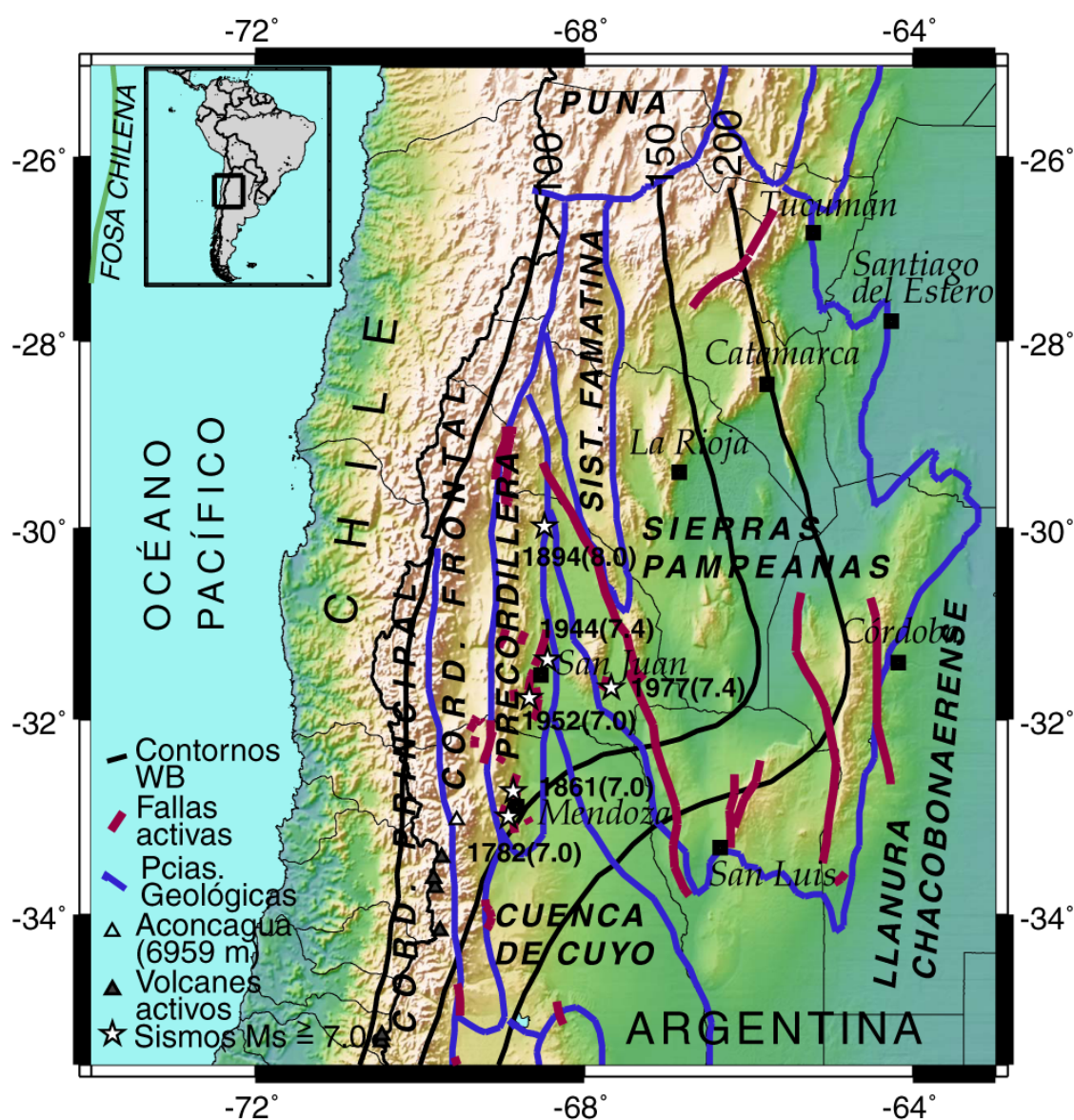


Fig. 3.1.- Región de Nuevo Cuyo y su marco tectónico. Provincias geológicas (Ramos, 1999b), principales fallas activas (Cortés et al., 1999; Costa, 1999), epicentros de sismos históricos con magnitud $M_s \geq 7.0$ (Alvarado et al., 2005; Costa, 1999) y contornos de Wadati-Benioff en km (Cahill y Isacks, 1992). Elaborado con GMT 4.0 (Wessel y Smith, 2004)

63°O hasta los 72°O (Fig. 3.1).

Esta zona, cuenta en su historia reciente con sismos destructivos como los que tuvieron epicentro en las ciudades de Mendoza (1861, Ms 7.0), San Juan (1944, Ms 7.4) y Caucete (1977, Ms 7.4) y frecuentemente se ve afectada por eventos sísmicos sentidos (Castano et al., 1999, INPRES, 2006).

La actividad sísmica intracontinental superficial se extiende hacia el este hasta unos 600 km de distancia de las mayores alturas andinas (Alvarado et al., 2005) ya que incluso Córdoba (1934) y San Luis (1936) han sido seriamente afectadas por terremotos superficiales cercanos.

3.1.1. LA CORDILLERA DE LOS ANDES

La Cadena Andina es un oróclino que al sur de la deflexión de Cochabamba o Codo de Arica (20°S) adquiere un rumbo aproximadamente norte-sur (Fig. 3.3). Hacia el oeste queda flanqueada por la fosa Peruano-Chilena y hacia el este por una zona de retroarco caracterizada por el desarrollo de fajas plegadas y corridas. Los Andes son principalmente un cinturón montañoso no-colisional formado a lo largo de una subducción de larga data y aún activa (Jordan et al., 1983). Esta es la definición del margen tipo Andino, reconocido en diversos márgenes convergentes del registro geológico. La placa de Nazca, cuya corteza oceánica surge a la superficie en las Dorsales Pacífica Este y de Chile, subduce bajo la placa Sudamericana, continental y frágil, con un ángulo que varía de normal (unos 30°) a bajo (cerca de 5°) según las latitudes observadas.

La velocidad de convergencia total (C) entre las placas está dada por la suma de la velocidad de acortamiento (S) de la placa Sudamericana y la velocidad de subducción (Su) de la placa de Nazca. Según Doglioni et al. (2006), en la actualidad el cociente entre las velocidades de convergencia (alrededor de 7.3 cm/año) y acortamiento del orógeno (aproximadamente 4 cm/año) en los Andes Centrales es de 1.8. La diferencia entre ambas velocidades dará la velocidad con que la placa de Nazca subduce, 3.3 cm/año, un valor relativamente bajo que justifica el bajo ángulo de subducción. Fijada la velocidad de convergencia, a mayor viscosidad de la placa continental cabalgante, menor será el acortamiento en el orógeno y la subducción será más rápida y viceversa. Por lo tanto conocer la relación convergencia/acortamiento (C/S) puede ser un medio indirecto de evaluar la viscosidad. En la Fig. 3.2 extractada de Doglioni et al. (2006), la distribución de C/S para Sudamérica permite ver que los valores decrecen levemente hacia el sur, indicando menor viscosidad en la placa continental.

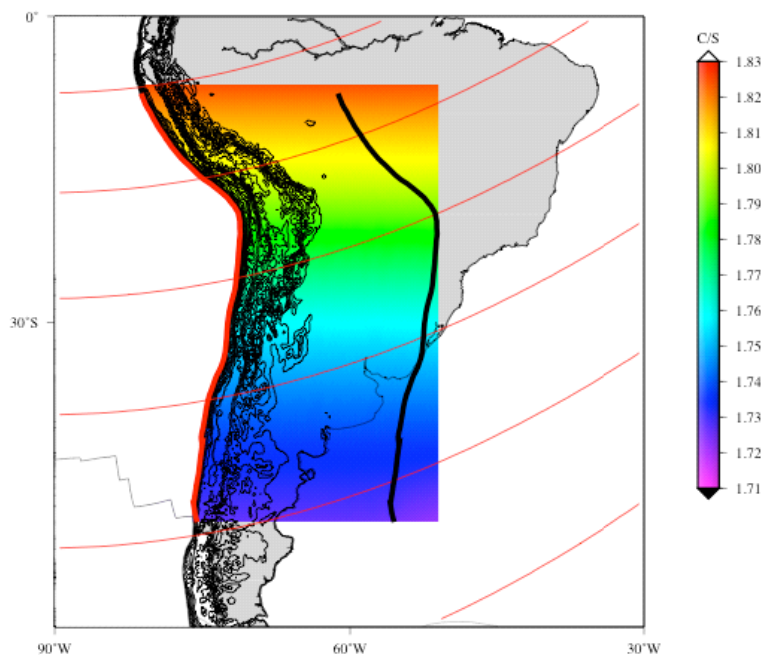


Fig 3.2.- Relación convergencia/acortamiento (C/S) a lo largo de la Cordillera de los Andes. La línea gruesa negra se asume como referencia fija en la placa superior estable y la línea gruesa roja, como bisagra de la subducción, convergiendo relativamente pero a menor velocidad que la convergencia entre las placas Sudamericana y de Nazca. Las líneas rojas delgadas son círculos mínimos alrededor del polo de Euler correspondiente a dichas placas. Cuanto mayor sea C/S, mayor será la viscosidad de la litósfera sudamericana (extractada de Doglioni et al., 2006).

El acortamiento y el engrosamiento cortical en el segmento sur de los Andes Centrales, han sido estimados por diversos autores. Existe un gradiente del acortamiento de norte a sur, coincidente con la rotación del antearco (Isacks, 1988, Beck et al., 1996). El máximo acortamiento orogénico y el mayor engrosamiento cortical se dan en los Andes Centrales (Isacks, 1988, Allmendinger et al., 1997). A los 20°S, los balances corticales a través del norte de Chile y Bolivia indican un acortamiento total de hasta 320km durante el Cenozoico (Schmitz, 1994, Kley et al., 1999), mientras que entre los 30°-32°S el acortamiento es de 160-140 km (Introcaso et al., 1992, Ramos et al., 1996) y entre los 37°-39°S es de 44-20 km (Martínez et al., 1997). Las mediciones de velocidad de acortamiento internas actuales mediante GPS en la zona de subducción plana Pampeana (27°S-33°S), resultan en valores de 12 mm/a para Cordillera-Precordillera y de 5.4 mm/a para Sierras Pampeanas (Norabuena et al., 1998, Kendrick et al., 1999).

Las diferentes inclinaciones de la placa subducida, manifestadas en los contornos de la zona de Wadati-Benioff, (Fig. 3.3) permiten entender los procesos que condujeron a la presente distribución de unidades y sus características morfoestructurales. Desarrollada coaxialmente con orogenias previas, la tectónica neógena (23-2.6 Ma) dio como resultado la

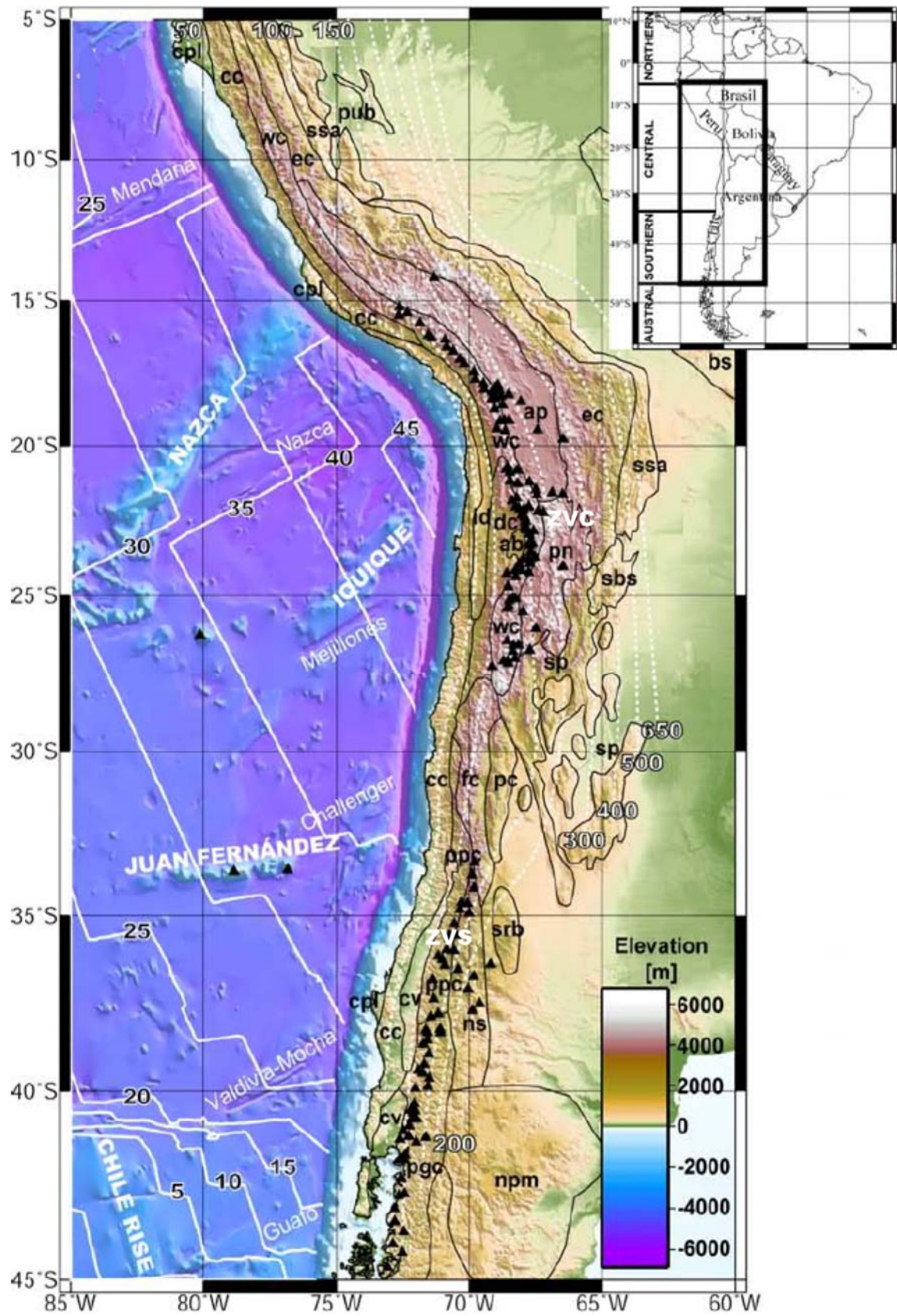


Fig 3.3.- (página anterior) Marco geotectónico de la subducción Nazca-Sudamérica recopilado por Tassara et al. (2006): el mapa inserto muestra el área considerada dentro de Sudamérica y la segmentación a escala continental del margen andino continental. El mapa de elevación digital ha sido tomado de <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/gebco>. Las líneas blancas costa afuera representan las isócronas de la placa de Nazca (Müller et al., 1997) con edades en millones de años (Ma), los nombres en letras mayúsculas corresponden a las dorsales asísmicas y a los centros activos de divergencia sobre la dorsal de Chile mientras que nombres en minúsculas corresponden a zonas de fractura. Sobre el continente, las líneas punteadas blancas son los contornos de Wadati-Benioff (en km) provistos en la base de datos del paquete de programas GMT (Wessel y Smith, 1998), los triángulos son volcanes activos según la base de datos del Instituto Smithsonian (<http://www.volcano.si.edu/gvp/world>), ZVC y ZVS (en letras blancas) son las zonas volcánica central y sur respectivamente, las líneas negras esquematizan los bordes de las unidades morfotectónicas según diferentes trabajos citados en Tassara et al. (2006): **cpl**, Planicies Costeras; **pub**, Bloques Elevados Peruanos; **cc**, Cordillera de la Costa; **id**, Depresión Intermedia; **cv**, Valle Central; **dc**, Cordillera de Domeyko; **wc**, Cordillera Occidental; **fc**, Cordillera Frontal; **ppc**, Cordillera Principal; **ab**, Cuenca de Atacama; **ap**, Altiplano; **pn**, Puna; **pc**, Precordillera; **ec**, Cordillera Oriental; **sp**, Sierras Pampeanas; **ssa**, Sierras Subandinas; **sbs**, Sistema Santa Barbara System; **pgc**, Cordillera Patagónica; **srb**, Bloque San Rafael; **ns**, Sistema de Neuquén; **npm**, Macizo Norpatagónico.

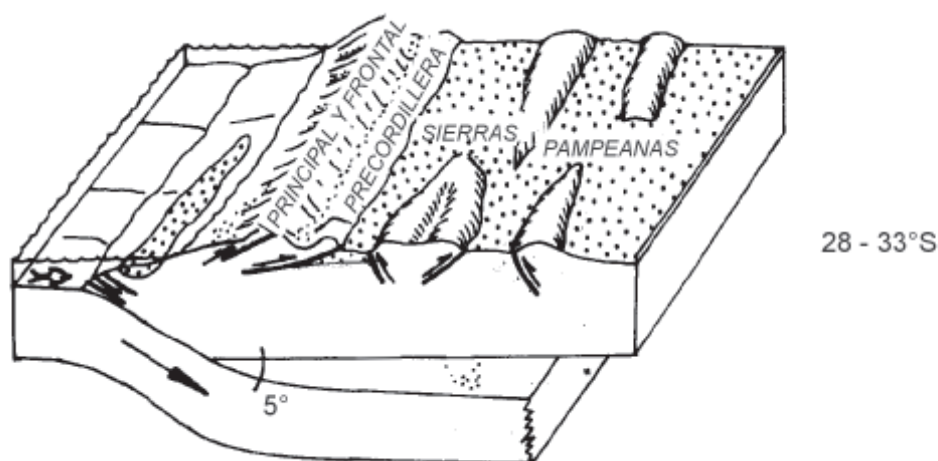


Fig. 3.4.- Diagrama de bloques para la configuración de la subducción subhorizontal entre los 27-28°S y los 33°S mostrando los rasgos tectónicos principales de la placa continental que resultan de esta configuración de placas. (Extractado de Ramos, 1999d, basado en Jordan et al., 1983).

característica segmentación paralela al eje de la cordillera de los rasgos principales en ambas placas. Dichos rasgos, además, se correlacionan espacial y temporalmente entre sí.

En la zona de estudio (Fig. 3.4), entre los 27°S y los 33°S, un segmento de subducción subhorizontal se corresponde en la placa superior, de oeste a este, con un aumento definido de la topografía desde la costa hasta las crestas de los Andes, un escasísimo magmatismo

neógeno-cuaternario, una delgada faja de deformación epidérmica neógena a cuaternaria con migración oriental y una ancha zona de elevación plio-pleistocena (0.01-5.3 Ma) del basamento cristalino en fallas inversas (Jordan et al., 1983; Isacks, 1988; Smalley et al., 1993).

Al sur y al norte de dicho segmento se observa un ángulo de subducción normal, de aproximadamente 30°. El sector norte conocido como Zona Volcánica Central (16°S a 26°S), representa el andinotipo por excelencia con un importante desarrollo del arco magmático, que durante el Neógeno migra en respuesta a los cambios de comportamiento de la placa subducida. Se extiende desde Arequipa hasta el norte de Chile a lo largo de la Cordillera Occidental que bordea al Altiplano-Puna. Sus volcanes se caracterizan por desarrollarse en una corteza engrosada en algunos casos hasta más de 70km de espesor, por lo que los magmas alcanzan un alto grado de diferenciación (Ramos, 1999a).

El sector sur denominado Zona Volcánica Sur, (33.5°S a 46.5°S) incluye alrededor de sesenta volcanes activos que principalmente se desarrollan en la pendiente chilena de la cordillera. Entre ellos pueden citarse el Tupungatito (33.40°S, 69.80°O), el San José (33.78°S, 69.90°O) y el Maipo (34.16°S, 69.83°O) (Siebert y Simkin, 2002-2011) que comparten las características de hallarse en la región estudiada, en territorio limítrofe argentino-chileno y tener manifestaciones de actividad históricas. El sector norte de esta larga cadena volcánica muestra composición con mucha influencia cortical, mientras que al sur de los 37°S predominan los basaltos.

3.1.2. PROVINCIAS GEOLÓGICAS EN LA REGIÓN DE NUEVO CUYO

Según Rolleri (1976) una provincia geológica es una región caracterizada por una determinada sucesión estratigráfica, un estilo estructural propio y rasgos geomorfológicos peculiares, siendo el conjunto la expresión de una particular historia geológica.

Los datos sismológicos y geológicos muestran que la segmentación latitudinal de la litósfera oceánica bajo los Andes ejerce un control tectónico de primer orden sobre las provincias geológicas. Siguiendo la división del territorio argentino en provincias geológicas dada por Ramos (1999b), la Región de Nuevo Cuyo comprende en su totalidad a la Cordillera Frontal, la Sierra de Famatina y la Precordillera y en parte a la Cordillera Principal, las Sierras Pampeanas, la Llanura Chaco-Bonaerense, la Cuenca de Cuyo, el Bloque de San Rafael y Payenia (o Payunia) (Fig. 3.5). A continuación se describen las principales características de cada provincia o sector de provincia geológica incluido en la región, teniendo en cuenta

aquellos aspectos de su estructura y evolución que pudieran relacionarse con su actual comportamiento tectónico (Figuras 3.5 y 3.1).

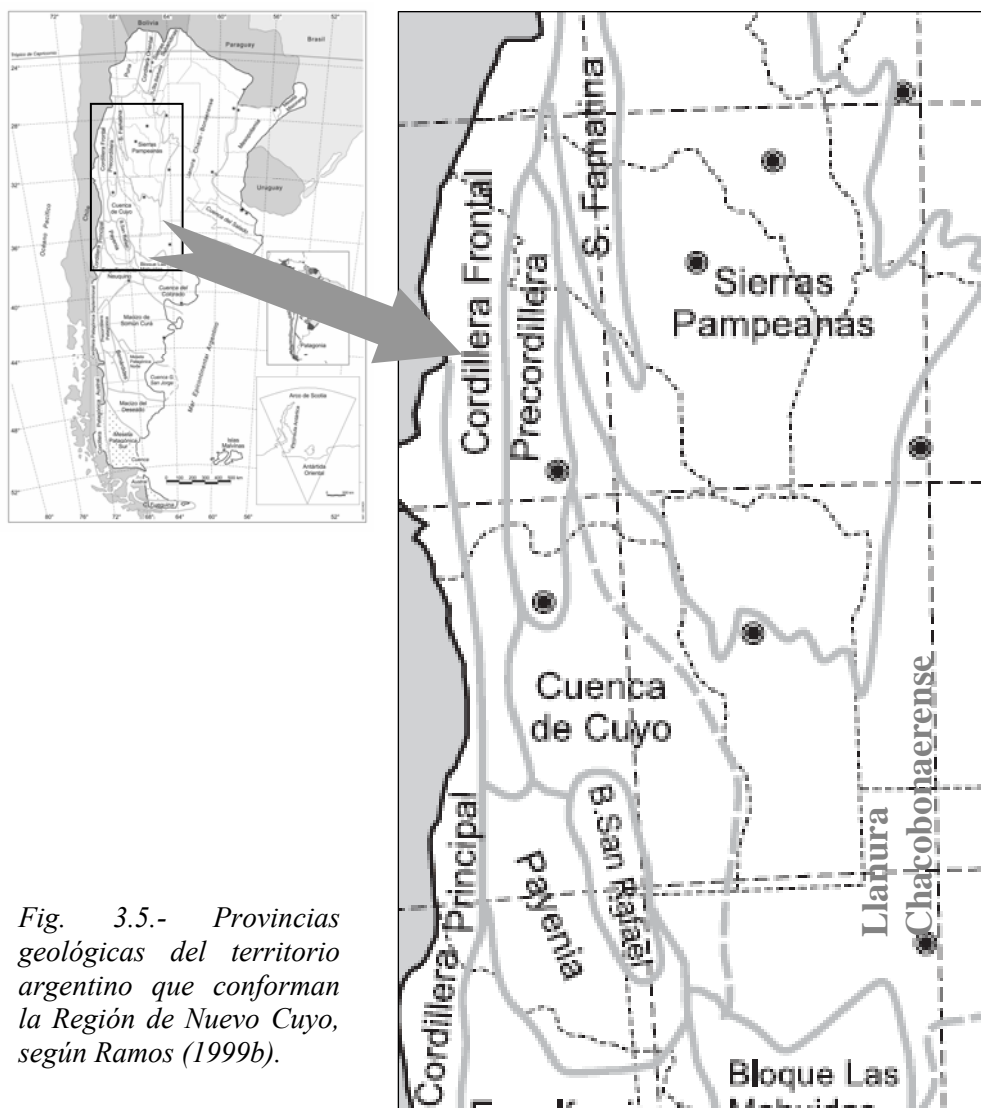


Fig. 3.5.- Provincias geológicas del territorio argentino que conforman la Región de Nuevo Cuyo, según Ramos (1999b).

3.1.2.1. LLANURA CHACOBONAERENSE O CHACOPAMPEANA

La llanura Chacabonaerense es una extensa planicie desarrollada entre las Sierras Subandinas y el cinturón Sanrafaelino-Pampeano por el oeste y el río Paraná al este, rodeando Ventania y Tandilia hasta el litoral atlántico por el sudeste (Fig. 3.5). Chebli et al. (1999) establecen el límite superior en la cota 200 m. Debido a la potente carpeta de loess cuaternario (de hasta 4000 m de espesor) que cubre los depocentros, los conocimientos de la geología se obtienen a través de datos de pozo. En sentido amplio es parte de un gran antepaís que recibió desde el Mioceno (< 23 Ma), sedimentos provenientes del levantamiento andino y que hoy constituye el lugar de tránsito de esos sedimentos hacia la plataforma y talud continental atlántico. Se caracteriza por su historia compleja en la que intervinieron diferentes procesos de subsidencia con levantamientos tectónicos leves y localizados, dados

por la inversión andina sobre un basamento cristalino precámbrico.

La sucesión sedimentaria total de la llanura muestra a escala regional diferentes fosas que le dan al basamento la forma de grandes cubetas separadas por altos o dorsales que se desarrollaron desde el Paleozoico inferior hasta la actualidad. Se distinguen varias cuencas sedimentarias y en particular entre las provincias de La Pampa, Córdoba y San Luis se encuentra la llamada cuenca Chacoparanense. En el Mesozoico (251-65.5 Ma), estuvo sometida a un régimen extensional, con fallas directas que sirvieron de conductos para la introducción de material ígneo alternado con depósitos fluviales, fluviolacustres y eólicos y parece haber tenido conexión con las cuencas que se encuentran entre las Sierras Pampeanas. A partir de la tectónica andina las estructuras normales listricas fueron invertidas. La intensidad de las reactivaciones se incrementa al acercarse a los Andes y se interrelaciona con los bloques de basamento del antepaís. En esta llanura la única manifestación de los acortamientos horizontales andinos es la inversión tectónica en la zona austral de la provincia de Córdoba, delimitada por fracturas extensionales correspondientes a zonas de debilidad cortical de escala regional.

3.1.2.2. CORDILLERA PRINCIPAL

Comprende el área cordillerana delimitada por las cuencas marinas que ingresaron desde el antiguo océano Pacífico al territorio argentino durante el Jurásico y el Cretácico, pudiéndose distinguir tres sectores diferentes: sanjuanino, mendocino y sur (Ramos, 1999b).

El sector sanjuanino (Fig. 3.6) está caracterizado por el desarrollo de la faja plegada y corrida de La Ramada que involucra el basamento exponiendo sustratos volcánicos y piroclastos paleozoico tardío-triásicos y las secuencias marinas mesozoicas a lo largo del límite argentino-chileno al sur de los 31°S. En este sector de subducción horizontal no hay volcanismo de arco de edad plio-cuaternaria (<5.3 Ma), los últimos rasgos de edificios volcánicos son de edad miocena media (13.8 Ma).

El sector mendocino, comprende la faja plegada y corrida del Aconcagua, de naturaleza epidérmica. En el borde oriental aflora el zócalo volcánico permotriásico como parte de la Cordillera Frontal. Se asientan depósitos marinos y volcánicos que difieren sólo en parte con el sector sanjuanino. En la parte norte del sector se asienta el macizo volcánico mioceno del Aconcagua, transportado tectónicamente a esta posición.

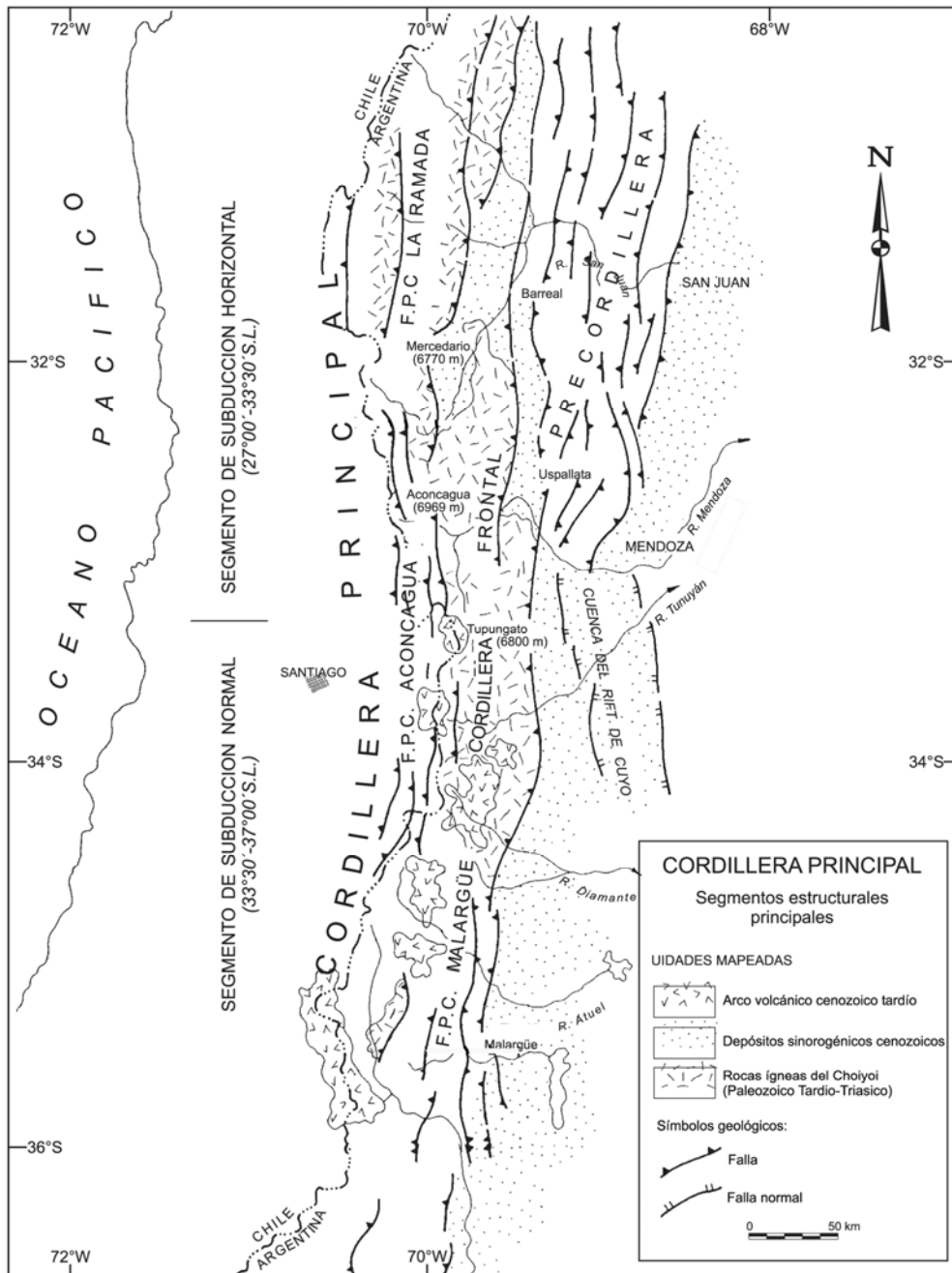


Fig. 3.6.- Cordillera Principal, Frontal y Precordillera (adaptada de Ramos, 1999b).

El sector sur, se extiende desde el río Diamante hasta el río Agrio en Neuquén. La estructura de la cordillera en este sector es compleja teniendo la particularidad de contar con los primeros depósitos marinos atlánticos en territorio argentino. El sustrato se halla fragmentado por fallamiento extensional. La deformación ándica originó la faja plegada y corrida de Malargüe dada por la inversión tectónica del sistema extensional. En este sector la subducción es normal y se diferencia además porque cuenta con una serie de volcanes plio-pleistocenos entre los que se destacan grandes estratovolcanes cuaternarios, algunos de ellos activos, como el Tupungato, el San Juan, el Marmolejo, el San José y el Peteroa entre otros.

3.1.2.3. CORDILLERA FRONTAL

Es la cadena montañosa que se extiende en el oeste de Catamarca, La Rioja y noroeste de San Juan (Fig. 3.6 y Fig. 3.7) y a lo largo de San Juan y Mendoza, se interpone entre la Precordillera y la Cordillera Principal extendiéndose hasta la altura del río Diamante (Ramos, 1999b). En ella se ha encontrado una sucesión de depósitos marinos carboníferos, intrusivos y volcánicos de subducción neopaleozoicos e intrusivos por extensión postectónica permotriásica. La fase orogénica San Rafael, interrumpió la evolución de las cuencas sedimentarias de la Cordillera Frontal y del Bloque de San Rafael (Sección 3.1.2.9) con una deformación frágil, sin metamorfismo. Como consecuencia de ello se produjo el ascenso de esta región que culminó con una superficie de erosión que abarcó casi toda la Cordillera Frontal (Llambías et al., 1993). Un rift triásico la segmentó al norte y al sur y de este modo participó como un bloque de basamento en la configuración de la Cordillera Principal cuando la deformación ándica la levantó a fines del Mioceno.

3.1.2.4. PRECORDILLERA

A pesar de que ha recibido diferentes nombres a lo largo de numerosos estudios, en todos ellos quedaba claro que era una unidad diferente de los Andes y con una antigüedad mayor. Dataciones hechas sobre circones en xenolitos de rocas volcánicas miocenas arrojan una edad mesoproterozoica (1118 ± 54 Ma) para el basamento de Precordillera (Kay et al., 1996).

La Precordillera se caracteriza por terrenos paleozoicos que se habrían levantado principalmente durante el Cenozoico Superior. Los diferentes ambientes (talud, plataforma, someros y continentales) de los que provienen los sedimentos que se alternan según la subunidad y el período analizado, son indicadores de sucesivos procesos de subducción y colisión en la conformación de esta provincia. Sobre la base de sus características estratigráficas y estructurales, esta unidad ha sido dividida en tres subunidades: la Precordillera Occidental, la Central y la Oriental (Ortiz y Zambrano, 1981).

Los sectores occidental y central están representados por una faja plegada y corrida epidérmica mientras que el oriental corresponde a un bloque de basamento con una estructura de igual vergencia que las contiguas Sierras Pampeanas (Ramos, 1999b). Allmendinger et al. (1990) y Smalley et al. (1991) sugieren tratar a la Precordillera Oriental como parte de las Sierras Pampeanas por sus similitudes en el estilo tectónico. En el sector oriental, al este del Valle de Matagusanos (Fig 3.7 y 3.12), se encuentran las secuencias cámbricas con la típica

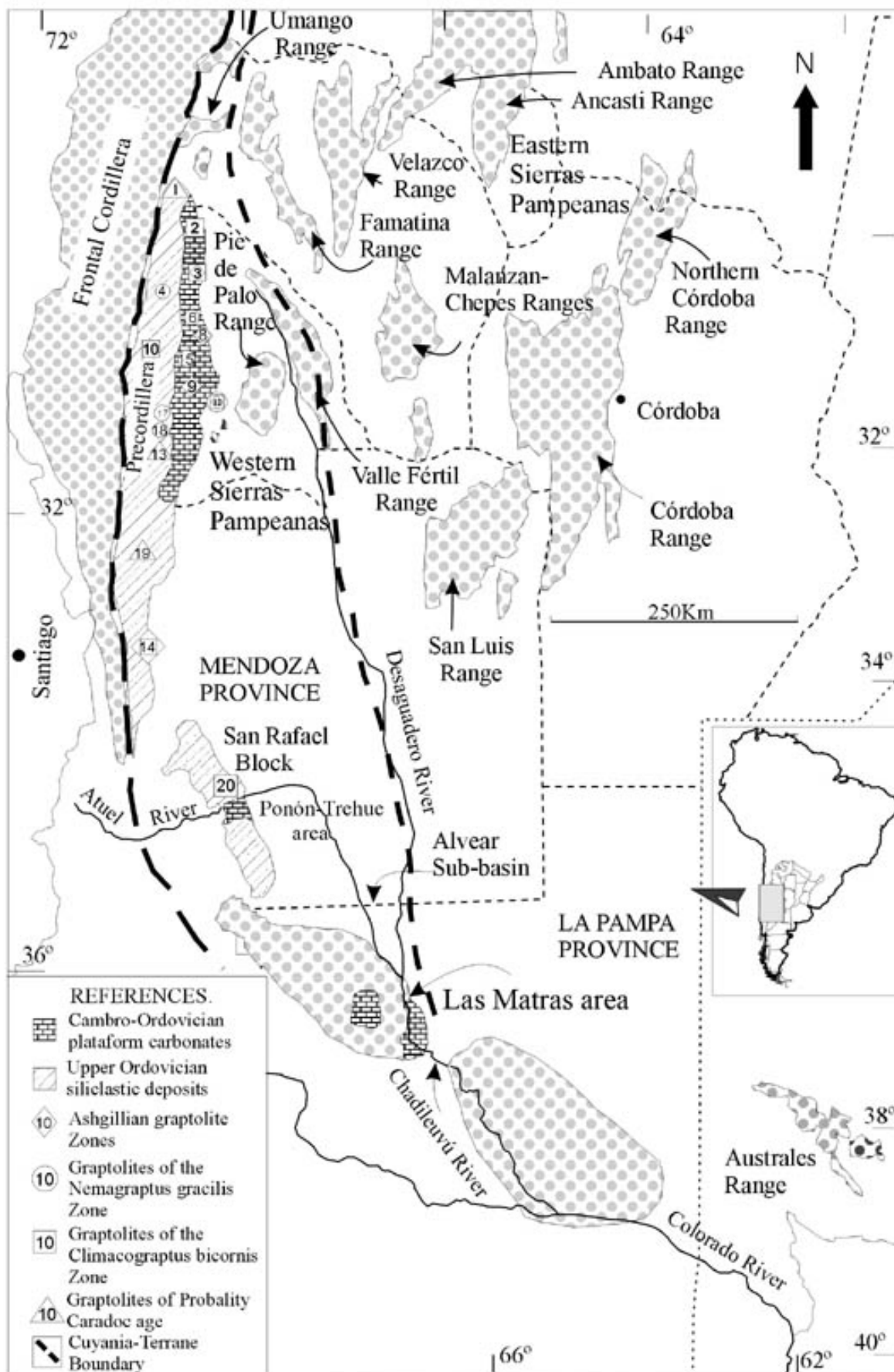


Fig. 3.7.- Ubicación de la Precordillera con relación a la Cordillera Frontal y las Sierras Pampeanas. Se distingue la Precordillera Oriental caracterizada por las plataformas carbonáticas. En las Sierras Pampeanas se señalan sus componentes principales. Las líneas segmentadas muestran los límites del Terreno de Cuyania (extractada de Sato et al., 2000).

fauna de *Olenellus* que permitieron establecer los fuertes vínculos faunísticos con *Laurentia*.

Durante el Mioceno y el Plioceno, la Precordillera sufrió un paulatino levantamiento y apilamiento en forma sincrónica con la expansión del volcanismo de arco hacia el este (Jordan et al, 1983).

3.1.2.5. SISTEMA DE FAMATINA

Con la Precordillera y parte de las Sierras Pampeanas Occidentales al oeste y el resto de las Sierras Pampeanas al este, el Sistema de Famatina (Fig. 3.7 y 3.8) abarca un conjunto de bloques serranos que se reconoce como una unidad independiente de las típicas Sierras Pampeanas (Ramos, 1999b). porque presenta su máximo de actividad en el Ordovícico medio a superior (aprox. 450 Ma). Corresponde a un arco magmático desarrollado en un margen continental activo, seguido de granitos postorogénicos y una intensa deformación dúctil. Posteriormente se sucedieron intensos procesos extensionales que dieron origen a los depósitos de la cuenca de Paganzo (abarcando gran parte de la provincia de La Rioja y noroeste de San Juan) y a los del rift de Ischigualasto (al este del lineamiento Valle Fértil). En el Terciario se dio el levantamiento de la región occidental y se interdigitaron rocas volcánicas con depósitos sinorogénicos testimoniando la migración del arco volcánico hacia el antepaís entre los 10 y 4 Ma. La estructura del Sistema de Famatina es similar a la de las Sierras Pampeanas: bloques de basamento precámbrico-eopaleozoico levantados en el Cenozoico superior y basculados por fallas lítricas inversas.

3.1.2.6. SIERRAS PAMPEANAS

Como definiera González Bonorino (1950), las Sierras Pampeanas son un sistema de montañas en bloque limitadas por fallas inversas lítricas. Se dividen actualmente en dos provincias de características diferentes: las Sierras Pampeanas Occidentales y las Orientales. En la Fig. 3.7 se destacan las principales sierras que las componen y en la Fig. 3.8 las fallas activas según Costa (1999).

La estructura actual se originó principalmente a partir del Mioceno inferior. Antiguas fallas normales cretácicas del sector oriental, fueron reactivadas en el Eoceno (55.8-33.9 Ma) (Ramos, 1999b). Muchas de las fallas ándicas son inversión de fallas normales cretácicas (Sa. de Córdoba), fallas triásicas (Sa. La Huerta, al sur de la Sa. Valle Fértil), fallas neopaleozoicas (Sa. Los Llanos, sector norte de Sa. Chepes) o antiguas fajas miloníticas precámbricas o paleozoicas (Sa. de San Luis y Valle Fértil).

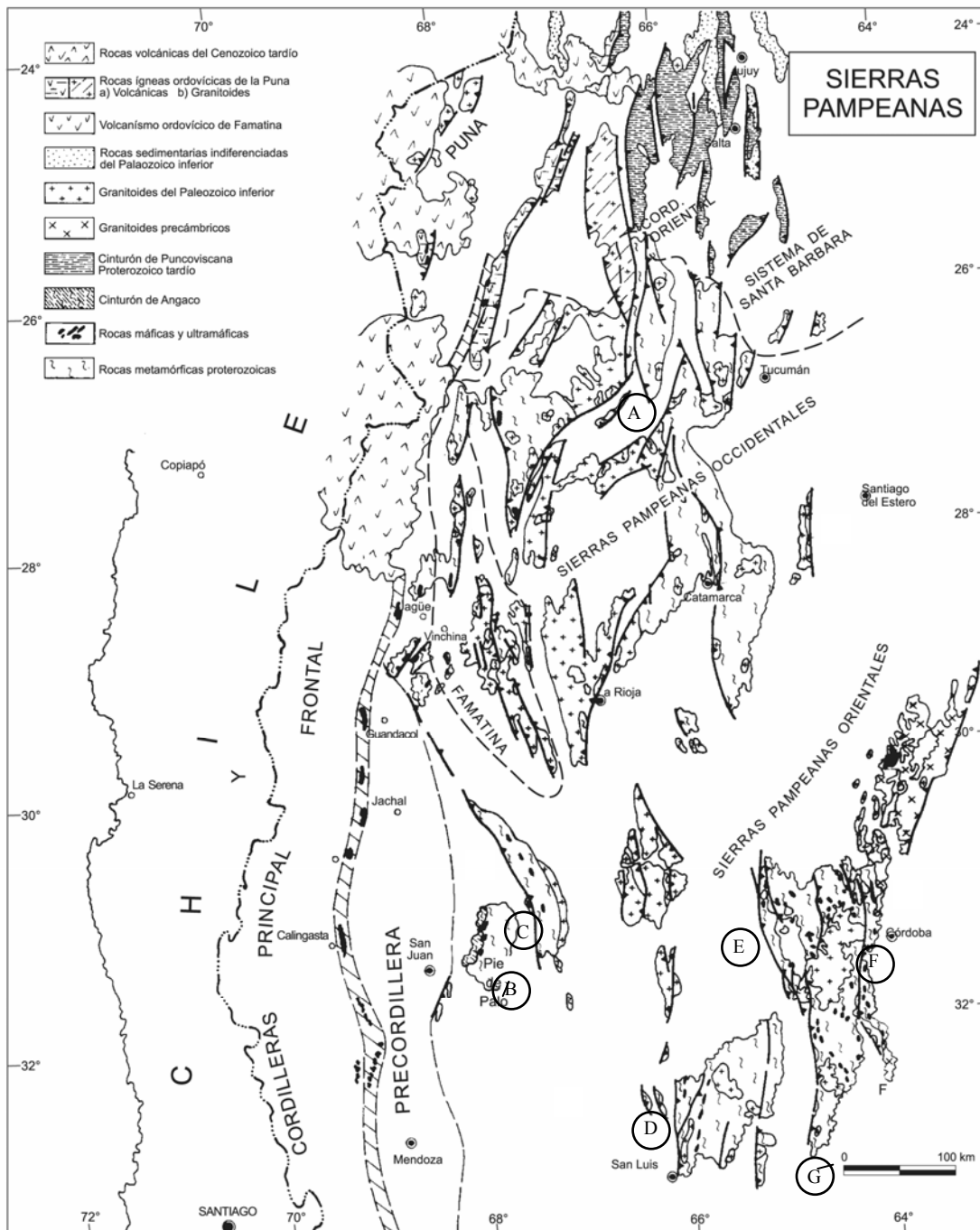


Fig. 3.8.- Sierras Pampeanas y Sistema de Famatina (Ramos, 1999b) y fallas activas según Costa (1999): A: Aconquija, B: Ampacama-Niquizanga, C: Las Chacras (parte del lineamiento Valle Fértil), D: San Luis, E: Comechingones, F: Sierra Chica, G: Las Lagunas (modificada de Ramos, 1999b).

Las Sierras Pampeanas Orientales corresponden a un orógeno con posterior colisión cerca del límite Precámbrico-Cámbrico mientras que las Sierras Pampeanas Occidentales corresponden a un orógeno con una subducción de cámbrica a ordovícica media y efectos post-colisionales a partir del Ordovícico superior. Luego se modelaron las depresiones que conforman la cuenca de Paganzo (Azcué et al., 1987) y dieron origen al piso estructural donde

se alojaron los depósitos neopaleozoicos con niveles piroclásticos procedentes de la Cordillera Frontal. En las proximidades de Río Cuarto, justo al sur de las Sierras Pampeanas Orientales, afloran pequeños aparatos volcánicos cretácicos. En Córdoba y San Luis, los volcanes de Pocho (4 Ma) y del Morro (1.9 Ma) de edad cenozoica superior son prueba de la migración del arco magmático hacia el este por la subhorizontalización de la placa de Nazca (Ramos, 1999d).

Por su historia tectónica (Ramos, 1988), este sustrato incluye varios terrenos (Chilena, Cuyania y Pampia, Fig. 3.10), con distinta antigüedad y grado de cratonización, lo que sumado a la actividad derivada de grandes lineamientos estructurales como es el caso de la megafalla de Valle Fértil (Baldis et al., 1982, 1989), ha generado diferentes depocentros (Fernández Seveso et al., 1993). Así por ejemplo, la cuenca Saliniana, ubicada en las Salinas Grandes, entre las provincias de Córdoba, Santiago del Estero, Catamarca y La Rioja constituye un depocentro cretácico y terciario de 2500 m de espesor con orientación NE-SO, oblicuo a los bloques cristalinos de Sierras Pampeanas, separando las Occidentales de las Orientales (Fig. 3.8). Esta disposición puede acusar la acción de estructuras preexistentes y/o la sobreimpresión de la tectónica andina (Chebli et al., 1999). En la provincia de San Juan, modelos corticales obtenidos por datos gravimétricos, geológicos, sismológicos y sísmicos muestran la existencia de dos zonas de alta densidad que son interpretadas como paleosuturas (Gimenez et al., 2000).

El bloque de Pie de Palo, uno de los de mayor actividad sísmica de las Sierras Pampeanas, se encuentra entre Precordillera y la Sierra de Valle Fértil (Fig. 3.7). Está delimitado lateralmente por estructuras activas de tipo inverso y rumbo general NNE-SSO.



Fig. 3.9.- Imagen satelital donde se observan claramente los lineamientos NE-SO que dividen a la Sa. Pie de Palo y la importancia de la gran falla que la delimita por el este (Google earth © 2011 Google).

Por el este, fallas como las de Ampacama y Nikizanga marcan el inicio del Valle Bermejo que separa al bloque de la Sierra de Valle Fértil. Por el oeste, una fractura que bordea las localidades de Caucete, San Martín y Angaco marca el borde oriental del Valle de Tulum que separa a la Sierra de Pie de Palo de la Precordillera (Fig. 3.8). En el interior de la Sierra (Fig. 3.9) dos grandes fracturas de rumbo NE-SO, Guayaupa-Lima y El Molle-Potreriillos, la dividen en tres bloques (Perucca et al., 1979, Perucca et al., 1997, Castro et al., 2005). Al norte de Pie de Palo, la Megatraza de Salinas Grandes mantiene el mismo rumbo que las dos anteriores.

3.1.2.7. CUENCA CUYANA

La Cuenca de Cuyo se ubica principalmente en la provincia de Mendoza, al sur de la Precordillera, desde la zona de transición entre los segmentos de subducción horizontal y normal, bordeando el Bloque de San Rafael hasta Payenia y el Bloque de Las Mahuidas y extendiéndose hacia el este con un límite poco definido hasta la Llanura Chacabonaerense (Fig. 3.5).

Iniciada en el Triásico como una cuenca de rift con sucesiones clásticas y volcánicas (Fig. 3.10), la Cuenca Cuyana fue reactivada por la tectónica andina. Esta cuenca

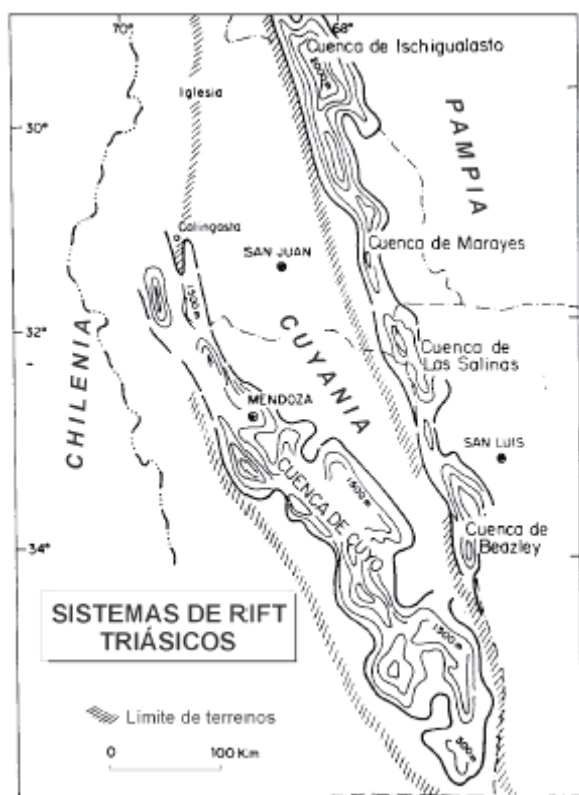


Fig. 3.10.- Terrenos, suturas que los delimitan y depocentros generados por la actividad de los grandes lineamientos (extractada de Ramos, 1999d).

correspondía a la parte distal de la cuenca de antepaís generada en la Cordillera Principal por la faja plegada y corrida del Aconcagua entre los 20 y 8.6 Ma (Mioceno) (Ramos et al., 1996). En particular, en la Precordillera Sur, la deformación neógena sobreimpuesta a las estructuras extensionales condujo a la inversión tectónica de los hemigrábenes y al ascenso y desmembramiento del relleno, configurando afloramientos aislados con diferentes grados de inversión y complejidad de deformación. A escala regional, tales variaciones en el estilo estructural andino están fuertemente influenciadas por la presencia de anisotropías oblicuas, como los bordes de la cuenca Cuyana o las extensas fajas de cizalla sanrafaélicas (Japas et al.,

2008)

Los sedimentos que constituyen la Cuenca de Cuyo actual tienen antigüedades que van de los 15.7 a 1 Ma, siendo la más joven la Formación Mogotes (Ramos, 1999c). Con posterioridad a la sedimentación de la Formación Mogotes, los depósitos sinorogénicos desarrollan una serie de estratos de crecimiento de edad cuaternaria en el flanco occidental del anticlinal Barrancas que se desarrolla entre los ríos Tunuyán y Mendoza (Fig. 3.6).

3.1.2.8. PAYENIA

Desarrollada principalmente al sur de la provincia de Mendoza pero extendiéndose hasta el noreste de Neuquén y noroeste de La Pampa, la Payenia se caracteriza por sus extensos campos volcánicos (Fig. 3.5). Recibe su nombre del volcán Payén, ubicado al oeste de la caldera del volcán Payún Matru (36.42°S, 69.20°O, 3680 m), (Siebert y Simkin, 2002-2011).

Estos campos volcánicos son, en su mayoría, extensas coladas basálticas ubicadas al sur del cerro Diamante, sobre los márgenes del Bloque de San Rafael, sobre el frente de corrimientos más oriental de la Cordillera Principal y sobre el Engolfamiento Neuquino. Están representados por grandes estratovolcanes, calderas volcánicas, domos y volcanes monogénicos de composición básica alcalina que definen la provincia andino-cuyana de retroarco (Bermúdez et al., 1993). Tienen mayoritariamente una edad menor a 5 Ma y registran en algunos casos actividad histórica.

La estructura de esta región se caracteriza por un fallamiento extensional, detectado en parte por lineamientos de volcanes monogénicos de rumbo noroeste y por indicios de reactivación por fallamiento directo de estructuras más antiguas. (Ramos, 1999b).

3.1.2.9. BLOQUE DE SAN RAFAEL

El Bloque de San Rafael, ubicado entre Payenia y la Cuenca de Cuyo (Fig. 3.5), se caracteriza por la presencia de extensos afloramientos de rocas ígneas permo-triásicas correspondientes al ciclo magmático Choiyoi (Llambías et al., 1993) conformado por dos secciones que indican un cambio en el ambiente tectónico. La sección inferior (pérmica inferior) representa un magmatismo típico de arco continental en un margen convergente, mientras que la sección superior (pérmica superior-triásica inferior) indica la transición hacia un ambiente extensional de intraplaca continental (Llambías et al. 1993, Kleiman 1999, Kleiman 2002).

El Bloque de San Rafael tiene una historia geológica homogénea y una estructura y

expresión geomorfológica distintiva. Comprende a un sistema orogénico eopaleozoico similar al de la Precordillera, al que se le sobreimpone el magmatismo neopaleozoico característico de la Cordillera Frontal (Rolleri y Criado Roqué, 1970). La región está representada por una antigua planicie de erosión regional, labrada durante el Jurásico y el Cretácico, que está siendo actualmente exhumada debido al levantamiento tectónico ándico. La estructura ándica de la región está caracterizada por una serie de corrimientos con vergencia hacia el este e importante actividad neotectónica en su frente oriental, indicando que este proceso está aún activo (Ramos, 1999b).

3.1.3. RESEÑA GEOTECTÓNICA DE LA REGIÓN

Yrigoyen (1999) hace un buen resumen de la situación de la Argentina en el marco geológico de América del Sur a la luz de la tectónica de placas. En los últimos años, un importante número de hipótesis e interpretaciones tratan de reconstruir los orígenes y las conexiones de las distintas partes que conforman el basamento sudamericano. Los modelos más aceptados plantean que algunos terrenos argentinos son el resultado de traslaciones y colisiones continente-continente muy antiguas.

Por ejemplo, la Precordillera es considerada como una microplaca fragmentada de Laurentia en el Proterozoico tardío o Cámbrico temprano (aprox. 500 Ma) que luego de un largo desplazamiento, colisionó con el margen gondwánico occidental o autóctono pampeano en el Ordovícico (aprox. 460 Ma). Ese terreno, denominado Cuyania (Fig. 3.10) u Occidentalía muestra fauna y secuencias carbonáticas poco frecuentes en el resto de Sudamérica pero que se asemejan a las de los Apalaches y a las del este de Laurentia. La presencia de bentonitas indica el fin del arco magmático en el momento de la colisión, las ofiolitas reflejan la obducción (Baldo et al., 1999) y por lo tanto la presencia de una corteza oceánica previamente subducida. Más tarde, en el Devónico (aprox. 380 Ma) y coaxialmente a la colisión previa, se acreciona el terreno de Chilenia (Fig. 3.10), aportando el basamento de Cordillera Frontal y Principal (Ramos, 1999d).

Iniciándose en el Ordovícico, pero con su mayor expresión durante el Silúrico y el Devónico se dieron una serie de episodios deposicionales que se manifiestan con mayor potencia hacia el norte del país. Es así que los terrenos de la Puna y Cordillera Oriental actuales funcionaron como área de aporte para las cuencas habilitadas hacia el este.

La integración del collage de los diferentes bloques fue mayormente completada durante el Paleozoico temprano y sufrió pocos reajustes durante el resto del Fanerozoico. Los

terrenos basamentales del territorio argentino guardan cercana similitud composicional con las grandes áreas cratónicas de Amazonas, São Francisco y Guayanas, formando en conjunto el 44% de la superficie sudamericana. La conexión regional se hace más evidente a medida que avanzan los tiempos geológicos, al punto que en el Cretácico (145 a 65 Ma) ya las unidades geoestructurales son inseparables.

La apertura del Océano Atlántico activó la subducción a lo largo del margen pacífico, incrementando la convergencia entre la placa Pacífica y la placa Sudamericana. Según Ramos (1999d) el proceso de subducción que tuvo lugar en el margen occidental durante el Mesozoico y el Cenozoico presentó dos regímenes tectónicos distintivos. Desde el Triásico tardío al Cretácico temprano (230 a 135 Ma) el ritmo de convergencia parece haber sido lento a muy lento, por lo que la extensión dominó los esfuerzos actuantes en la corteza continental en las etapas de rift y apertura inicial atlántica. Esto reactivó fuertemente la actividad magmática en la faja andina. Al completarse la separación de África y Sudamérica, se inició el otro régimen, caracterizado por un incremento notorio de la deriva continental y por lo tanto de la subducción. El régimen de esfuerzos dominante fue compresivo durante el Cretácico medio (100 Ma), comenzando la deformación y sobre elevación de la Cordillera Andina. En el período Cenozoico, una serie de pliegues, retrocorrimientos, fallamientos y generación de anticlinales iniciados en el oeste, avanzó lentamente hacia el antepaís oriental provocando un apilamiento tectónico de sobrecorrimientos que aún siguen activos como lo muestra la sismicidad actual. Durante el Oligoceno (25 Ma) se produjo la ruptura de la placa Farallones en las placas de Cocos y Nazca. Entre los 28 y los 20 Ma la velocidad de subducción aumentó (de 6 cm/año a 15 cm/año), para luego reducirse moderadamente entre los 20 y los 10 Ma (de 15 cm/año a 13 cm/año). La desaceleración de la convergencia ocurrida hace unos 20 Ma pudo haber sido responsable del mayor acoplamiento entre las placas y la tendencia a la subhorizontalización (Wall y Lara, 2001). Si bien la relación entre el régimen de convergencia y la tectónica de la placa cabalgante es aún materia de debate, a partir de los 18 Ma se habrían dado las condiciones para un régimen compresivo y el progresivo engrosamiento cortical que se observan a lo largo de los Andes.

En un modelo cinemático tridimensional de la evolución cenozoica tardía de los Andes centrales, Isacks (1988) combina levantamiento, geometría cambiante de la placa subducida y cambios en los lineamientos del frente orogénico. Los cambios en la placa Sudamericana afectaron la pendiente de la placa subducida y viceversa. Una concavidad inicial de Sudamérica hacia el mar, produjo cambios latitudinales en la pendiente de la subducción, afectando a los procesos convectivos en la cuña astenosférica y por lo tanto al ancho de la

zona deformada en la placa superior. La curvatura del oroclino boliviano se vio incrementada y los segmentos peruanos y chilenos de los Andes se movieron relativamente hacia el mar, contribuyendo a la subhorizontalización de la placa subducida en el Mioceno tardío. El arco magmático migró hacia el este debido a la erosión en el borde continental por la subducción.

3.1.4. SISMOTECTÓNICA DE LA REGIÓN DE NUEVO CUYO

El orógeno andino es activo ya que manifiesta procesos neotectónicos significativos a lo largo del frente de corrimiento y variaciones de sismicidad cortical intraplaca correlacionadas con las variaciones del estilo tectónico (Fig. 3.11). El límite oriental de la sismicidad cortical coincide con el límite oriental de la zona de Wadati-Benioff (ZWB) tanto en la subducción subhorizontal como en la normal (Fig. 3.3). La profundidad de los sismos corticales también se correlaciona con el estilo tectónico. En regiones de subducción normal la sismicidad ocurre en corteza superior y media, (Cahill y Isacks, 1992) mientras que en regiones de subducción plana la sismicidad cortical se ubica principalmente en corteza media e inferior

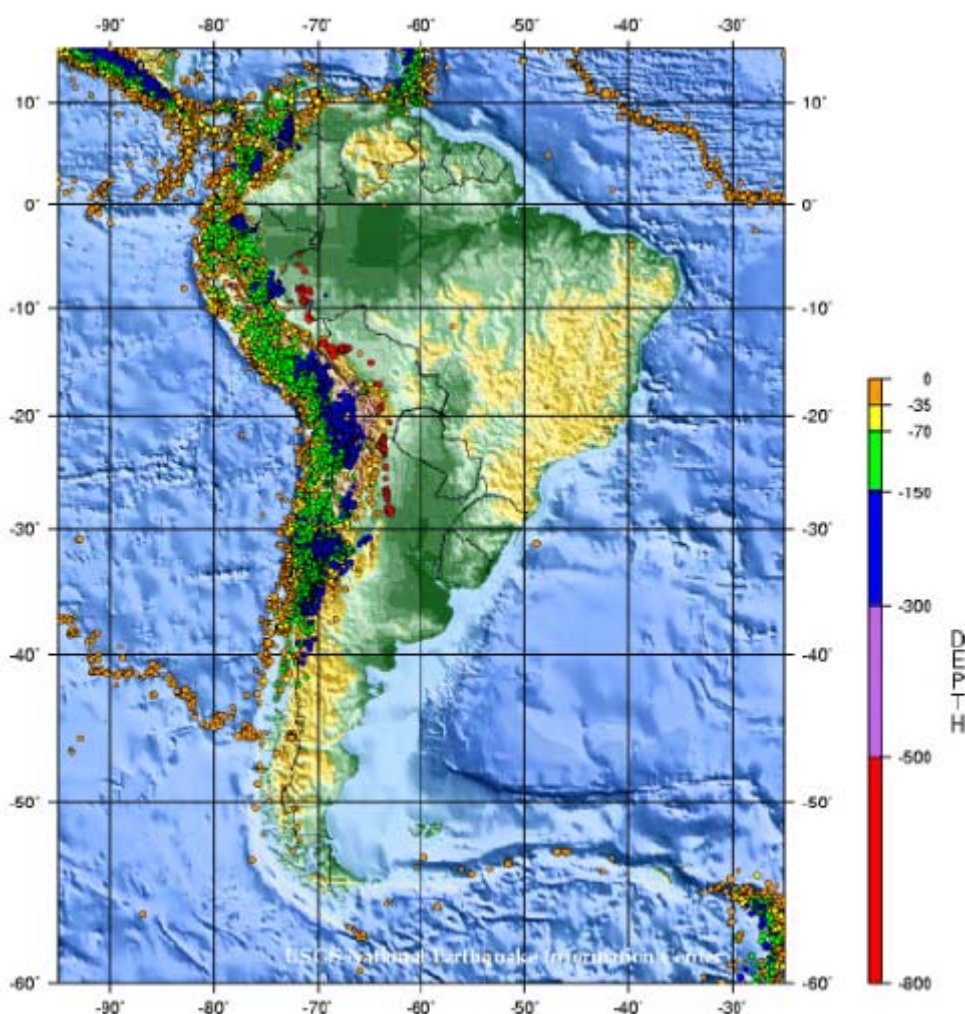


Fig. 3.11.- Mapa de sismicidad en Sudamérica entre los años 1990 y 2000. (fuente PDE USGS/NEIC)

(Smalley y Isacks, 1990, Suárez et al, 1983). Los trabajos mencionados atribuyen dicha variación a diferencias regionales de las características termodinámicas y reológicas de la litósfera en direcciones transversal y longitudinal al orógeno.

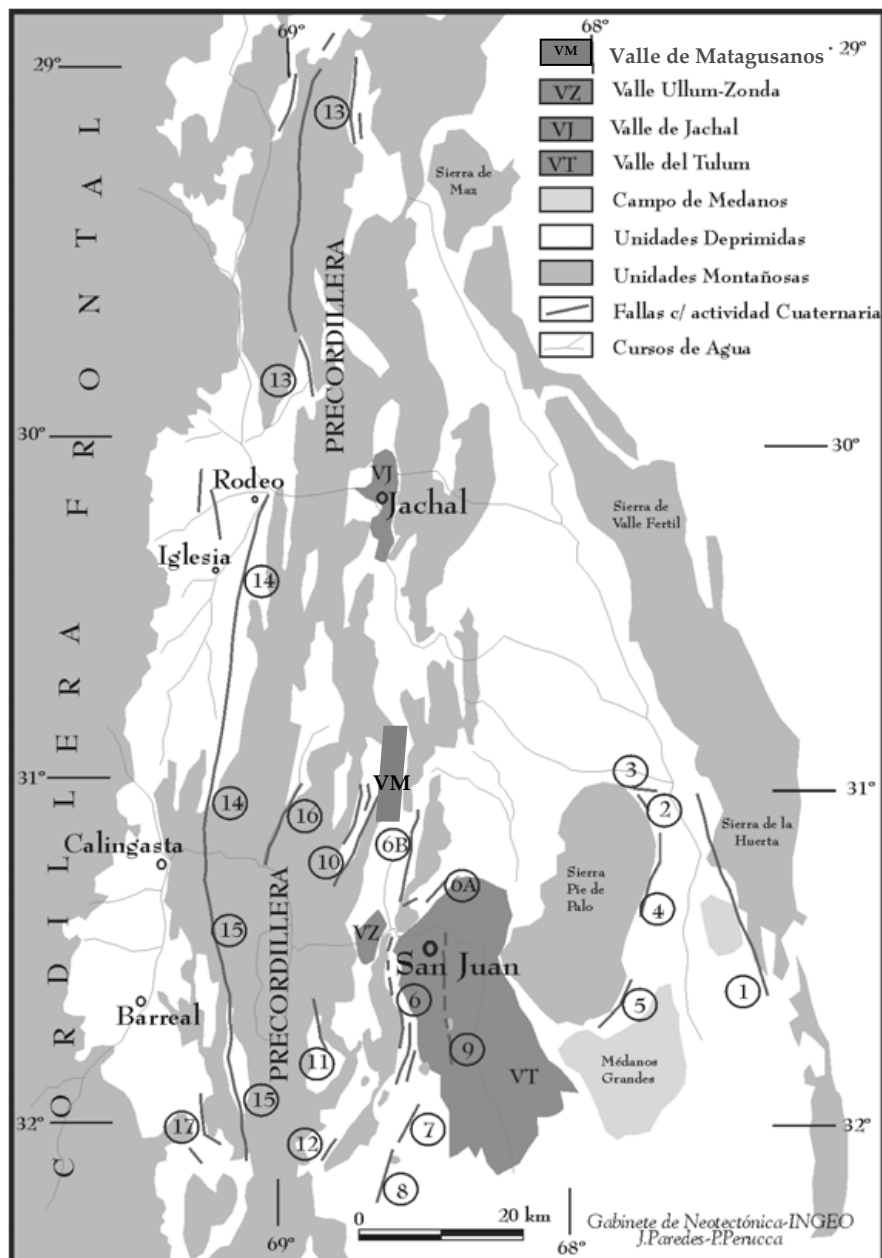
Isacks (1988) propuso que la placa descendente revierte la orientación de su curvatura en profundidad en respuesta a los cambios de la curvatura lateral del margen occidental sudamericano. En un estudio con datos telesísmicos de eventos en la Placa de Nazca, Cahill y Isacks (1992) concluyeron que la transición entre la subducción normal y horizontal, entre los 27°S y 28°S, es gradual y asociada a un cambio en la curvatura de la placa subducida, de convexa hacia arriba a cóncava hacia arriba y no debida a un desprendimiento de la placa como habían postulado Febrer et al. (1982) y Baldis et al. (1982) por estudios geotérmicos y magnetotéluricos. Sin embargo la idea de una ruptura en la placa sería retomada varios años más tarde algo más al sur (Booker et al., 2005a,b).

La distribución de la actividad sísmica en profundidad entre los 28°S y 32°S muestra un aumento en la inclinación inicial de la placa denotada por el acercamiento de los contornos de 50 y 75 km hacia la fosa y una horizontalización a una profundidad de 100-125 km que se extiende por centenares de kilómetros hacia el este antes de reiniciar su descenso (Cahill y Isacks, 1992) (Fig. 3.3). Este segmento coincide con la ausencia de volcanismo activo y el desarrollo de la Precordillera y las Sierras Pampeanas (Barazangi y Isacks, 1976, Jordan et al., 1983). Como resultado, en esta zona se encuentran las mayores alturas de los Andes Principales por ejemplo el Co. Aconcagua (6962 m, 32° 39'S, 69° 59'O) y el Co. Mercedario (6770 m, 32°S, 70°O) (Siebert y Simkin, 2002-2011).

En particular, entre los 31°S y 32°S se desarrolla una región de alta sismicidad con un notable comportamiento bimodal en profundidad. Gutscher y Malavieille (1999) señalaron que la energía sísmica liberada en la región de subducción horizontal es en promedio 3 a 5 veces mayor que en las áreas de subducción normal adyacentes. Utilizando datos locales, Smalley et al. (1993) determinaron profundidades focales entre 5 y 35 km para los eventos corticales y una ZWB centrada aproximadamente en los 107 km con un espesor cercano a los 20 km. La sismicidad cortical se concentra principalmente bajo Precordillera Oriental y Sierra Pie de Palo (Fig. 3.12) (Smalley et al., 1993, Regnier et al., 1992, Perucca y Bastias, 2006).

El frente de corrimiento del margen oriental de la Precordillera es un frente activo y está representado en la provincia de San Juan por una zona triangular de piel gruesa. El sistema de retrocorrimientos de la Precordillera Oriental es su principal fuente sismogénica, con directa

incidencia en la ciudad de San Juan (Costa, 1999). El patrón de fracturas no muestra una relación simple con la deformación superficial (Smalley y Isacks, 1990). Según Smalley et al. (1993) esta sismicidad podría resultar de la reactivación neógena de una sutura devónica entre los terrenos de Precordillera y Sierras Pampeanas. Estudios de sismicidad, geología y



REFERENCIAS DE FALLAS CUATERNARIAS

- | | |
|---|--|
| Sistema de Fallamiento Las Chacras | 8 Área de Fallamiento Cerro Salinas |
| 1 Falla Las Chacras | 9 Área de Fallamiento Tulum |
| Sistema de Fallamiento Ampacama-Niquizanga | Corredor Tectónico Matagusanos-Maradona-Acequión |
| 2 Falla Porongo | 10 Sección Matagusanos |
| 3 Falla Pajaritos | 11 Sección Maradona |
| 4 Sector Ampacama | 12 Sección Acequión |
| 5 Fallas La Posta-Niquizanga | Sistema de Fallamiento El Tigre |
| Sistema de Fallamiento Precordillera Oriental | 13 Área Norte |
| 6 Área de Fallamiento Rinconada | 14 Área Centro |
| 6A Segmento Tapias-La Laja | 15 Área Sur |
| 6B Segmento Tapias-Villicum | 16 Falla La Cantera |
| 7 Área de Fallamiento Los Berros | 17 Fallas Yalguaraz, Puesto Tapia y Lomas Bayas |

Fig. 3.12.- Geología de San Juan, unidades positivas, valles y fallas activas agrupadas en Sistemas de Fallamientos. Modificado de Perucca y Paredes (2004).

reflexión sísmica mostraron a los corrimientos con inclinación hacia el este de la Precordillera Oriental como una prolongación hacia la superficie de fallamientos basales inferidos en las Sierras Pampeanas con la misma inclinación. En esta región tuvo lugar el mayor evento de la Precordillera, el terremoto Ms 7.4 de San Juan de 1944 (Fig. 3.1) localizado a $31.6 \pm 0.4^\circ\text{S}$, $68.5 \pm 0.6^\circ\text{O}$ según Kadinsky-Cade (1985) y profundidad de 50 km (ISC). La incertidumbre de la localización impide su asociación a una falla específica. El mayor desplazamiento superficial fue observado en la falla de La Laja (Fig. 3.12) y por su profundidad y orientación, el evento se asocia a fallas basales de corrimiento con inclinación hacia el este. Debido a esto Smalley et al. (1993) sugirieron que el riesgo sísmico en San Juan debe ser mayor que el estimado únicamente a partir de estudios de geología superficial.

En la Sierra Pie de Palo, la sismicidad se concentra principalmente bajo los límites topográficos de la sierra, aunque se extiende hacia afuera en el SE de la misma. El patrón de sismicidad y los mecanismos focales corroboran la división de la sierra en bloques con zonas sismogénicas de inclinaciones diferentes debido a fallas de orientación NE-SO (Fig. 3.9) (Smalley et al., 1993). En esta sierra tuvo lugar otro gran evento con Ms 7.4, el terremoto de Caucete de 1977 (31.03°S , 67.77°O , 13 km, PDE, USGS/NEIC o 17 km, Chinn y Isacks, 1983). La ruptura que ocasionó el sismo principal no alcanzó la superficie aunque se midieron desplazamientos en la falla Ampacama-Niquizanga (Volponi et al., 1978) (Fig. 3.12). Se acepta que tuvo su origen en una falla inversa ciega y su mecanismo focal es de corrimiento puro con planos de orientación NS, pero la selección del plano de falla aún causa controversias. Kadinsky-Cade (1985) lo modeló como un evento doble con 20 s y 64 km de separación. Tanto la numerosa secuencia de réplicas como la actividad sísmica en años posteriores muestran una gran variedad de mecanismos focales indicando una geometría de fallas compleja (Regnier et al., 1992). Los patrones de sismicidad diferentes entre Pie de Palo y Precordillera Oriental, sugieren que dichas áreas tienen basamentos y reologías corticales diferentes.

La actividad sísmica cortical hacia el este tiene como ejemplo un evento de Ms 6.0 (32.00°S , 66.00°O , 40 km, INPRES) que afectó en 1936 a las localidades de San Francisco del Monte de Oro y Gral. San Martín, ubicadas sobre el borde nor-occidental de la Sierra de San Luis (D en Fig. 3.8).

A profundidades intermedias la sismicidad se concentra principalmente bajo Precordillera, justo al oeste de Pie de Palo (Smalley et al., 1993, Badi et al., 2009) con una mayor intensidad bajo la falla de La Laja. Según Smalley et al. (1993), esta correlación

espacial de los eventos superficiales e intermedios se relaciona con la interacción entre la dorsal Juan Fernández subducida y la placa Sudamericana a través de una estructura asísmica en la placa superior entre los 35 y 95 km de profundidad. Estudios de mecanismos focales intermedios (Stauder, 1973, Triep y de Cardinali, 1984) determinaron su naturaleza intraplaca correspondiendo a fallamiento normal por flexión en la litósfera oceánica subyacente y en respuesta a la convergencia de placas. Debido a esto, Smalley y Isacks (1987) estimaron un espesor litosférico continental de 80 km aproximadamente en la región de San Juan. En numerosos trabajos (Smalley y Isacks, 1987, 1990, Pujol et al., 1991, Regnier et al., 1994) se observa una aparente inclinación de la ZWB hacia el oeste bajo la Precordillera y Cordilleras Frontal y Principal. Este comportamiento fue interpretado por Regnier et al. (1994) como un efecto del modelo de estructura de velocidad en capas planas utilizado en la localización de eventos, que no permite visualizar el engrosamiento cortical hacia el arco denotado por estudios gravimétricos y análisis flexurales (Introcaso et al., 1992, Gimenez et al., 2000, Tassara y Yañez, 2003). Pujol et al. (1991), mediante localización conjunta de hipocentros, determinaron variaciones laterales de velocidad en forma cualitativa que permitieron eliminar la pendiente anómala hacia el este de la ZWB.

Bajo las Sierras de Córdoba la actividad sísmica a profundidades intermedias desaparece sugiriendo que la placa de Nazca abandona la horizontalidad hundiéndose en el manto con una pendiente mayor. Una anomalía de resistividad en dirección este-oeste llevó a Booker et al. (2005a, b) a suponer una ruptura de la placa en esa zona de máxima flexión. La orientación de los ejes de máxima tensión en los mecanismos intraplaca estimados por Anderson et al. (2007) mostraron variaciones coincidentes con la anomalía magnetoteléfica.

A los 33°S una nueva transición entre los regímenes de subducción horizontal y normal, con un menor nivel de actividad sísmica, se alinea aproximadamente con la subducción de la dorsal asísmica Juan Fernández (Badi, 1991, Badi y Sabbione, 1994) y se caracteriza por ser una flexión cerrada (Smalley y Isacks, 1987, Cahill y Isacks, 1992) según indica la continuidad del contorno de la ZWB correspondiente a los 125 km de profundidad. A esta latitud, la Precordillera desaparece en coincidencia con el aumento de la inclinación de la ZWB. La deformación se localiza en el frente montañoso y en el extenso ambiente extracordillerano (Cortés et al., 1999, Smalley y Isacks, 1990) donde la tectónica holocena activó corrimientos ciegos o emergentes de vergencia oriental y pliegues asociados en las cerrilladas pedemontanas cercanas a la ciudad de Mendoza y reactivó el borde oriental del bloque de San Rafael.

En el flanco oriental del anticlinal Barrancas (Fig. 3.6, Sección 3.1.2.7), un corrimiento ciego con inclinación oeste y una superficie de despegue a 6.1 km de profundidad, constituye la falla Lunlunta (Cortés et al., 1999), a la que el INPRES vinculó el terremoto con Ms 5.9 de Mendoza en 1985 (33.12°S, 68.82°O) con una profundidad de 12 km, mientras que Triep (1987) lo asoció a una falla contigua hacia el este y a una profundidad de 14±5 km. En ambos casos la superficie de despegue está por encima de la profundidad focal estimada, por lo que podría vincularse a un nivel de despegue más profundo.

Hacia el este, ya en el ambiente de la llanura pampeana, en un juego de escarpas correspondientes al sistema de Fallas de Sampacho, tuvo lugar en 1934 un terremoto Ms 6.0 en el sudeste de la provincia de Córdoba (33.5°S, 64.5°O, 30 km, fuente INPRES). Mingorance (1991) postuló, basado en rasgos morfológicos, que la falla Sampacho (Las Lagunas, Fig. 3.8) experimentó un desplazamiento vertical de 0.25 m durante el evento.

La subducción normal se extiende desde los 33°S hasta los 46° 30'S, donde se encuentra la unión triple de Chile entre las placas de Nazca, Sudamérica y Antártica. La pendiente de la ZWB es aproximadamente de 30° hasta los 36°S y cercana a 40° al sur de dicha latitud. (Badi y Sabbione, 1992, 1994, López et al., 1997).

Chen et al. (1999) compilaron los datos del catálogo de Harvard CMT relativos a la sismicidad intermedia y profunda para Sudamérica, determinando las variaciones de la subducción de la Placa de Nazca con la latitud y su correlación con estados de tensiones y volcanismo observado. Los autores concluyeron que: 1) el estado de tensiones en los terremotos intermedios y profundos para regiones de subducción normal (20-30°) es principalmente de extensión paralela a la inclinación mientras que en las regiones de subducción con bajo ángulo (<10°) muestran una dispersión mayor; 2) en las regiones de subducción subhorizontal se observa una escasez o ausencia de volcanismo superficial que es explicada por los cambios en la reología de acuerdo a la geometría de la subducción; 3) los extremos norte y sur del margen de subducción muestran un volcanismo importante en regiones con muy poca actividad sísmica, sugiriendo que la fracturación no es condición necesaria para el volcanismo asociado a subducción.

Imágenes tomográficas de la estructura profunda de la subducción bajo Sudamérica mediante ondas P de telesismos han corroborado que la placa de Nazca es probablemente continua lateralmente y en profundidad prácticamente en toda su extensión presentando desgarros que sirven de transición entre los diferentes estilos de subducción (Rietbrock y Haberland, 2001). Esto queda además manifestado por los estados de tensión hallados en los

mecanismos focales (Engdahl et al, 1995, Dorbath et al., 1996) y en la alteración en las profundidades de las discontinuidades del manto debido a la modificación de la estructura termal por la subducción de la placa oceánica (Collier y Helffrich, 2001, Ren et al., 2007).

3.1.5 GEODINÁMICA DE LA REGIÓN DE NUEVO CUYO

Desde un punto de vista geodinámico se han planteado tradicionalmente ciertos factores interrelacionados que pueden justificar la presencia de zonas de subducción horizontal en el margen Sudamérica-Nazca. Gutscher et al. (2000) examinaron dichos modelos analizándolos a partir de la comparación de varios ejemplos. Entre las hipótesis que pueden contribuir al mantenimiento de una subducción plana se destacaban: 1) una succión hidrostática entre las dos placas en contacto. Según esta hipótesis todas las subducciones tenderían a horizontalizarse; 2) la subducción de una placa oceánica joven, aún tibia, aumenta su flotabilidad. Esta hipótesis no alcanzaba para justificar la presencia de subducciones normales en lugares donde la misma dorsal que origina la placa está subduciendo, como es el caso del sur de Chile central (40-42°S). Además la edad de la placa de Nazca que subduce entre los 28-33°S se estima entre 35 y 42 Ma (Fig. 3.3); 3) la presencia de litósfera oceánica bajo la litósfera continental, reemplazando a la astenósfera, altera la estructura térmica del margen e incrementa la resistencia de la placa superior. Dicho enfriamiento del perfil geotérmico retrasa la transición basalto-eclogita permitiendo una mayor penetración hacia el este de la placa oceánica. Cuando dicha transición ocurre, el aumento de densidad provoca el hundimiento de la placa oceánica. Esta hipótesis debe reforzarse con la presencia de una dorsal asísmica en la subducción para justificar la exclusividad del proceso de horizontalización en algunas zonas; 4) la geometría del margen continental favorece la subducción horizontal. Esta hipótesis no parece surgir de la observación de los distintos casos existentes pues hay curvaturas de distintos tipos asociadas a subducciones de alto y bajo ángulo; 5) un movimiento absoluto del margen de subducción hacia la placa oceánica. Esto significa que la velocidad de la placa continental hacia el margen es mayor que la velocidad de hundimiento de la placa oceánica. Los cambios de estilo dentro del margen andino indican que este factor no puede ser la única causa de la horizontalización.

Anderson et al. (2004) agregaron un modelo basado en estudios de anisotropía en el manto superior: 6) existe un acople entre el flujo astenosférico y la geometría de la subducción. El flujo astenosférico hacia el este bajo la placa de Nazca es deflectado por el movimiento retrógado de la placa de Nazca, resultando un flujo hacia el sur que afecta la polarización de las ondas. La interacción de este flujo con la geometría local de la placa

subducida produce un flujo neto en dirección E-O bajo la subducción horizontal.

Se han observado gaps sísmicos a profundidades intermedias en numerosos márgenes con zonas de subducción plana. Gutscher et al. (2000) observaron que en algunos casos esto coincide con la subducción de arcos magmáticos o cordilleras oceánicas, destacando que en Chile central existía una controversia entre las edades de los magmas asociados y la edad de la placa subducida. Kay y Mpodozis (2002) observaron que los cambios en los estilos magmáticos en la región de subducción plana a través del tiempo y su limitación espacial, revelan las variaciones en la convergencia Nazca-Sudamérica y los efectos de la subducción de la traza del punto caliente Juan Fernández. La llegada de la dorsal asísmica a la fosa marca la finalización del volcanismo de arco andesítico y la horizontalización extrema de la placa de Nazca en parte del margen de subducción. Como mencionaran Anderson et al. (2007) todos los análisis de sismicidad en la Región de Nuevo Cuyo muestran un gap a profundidades intermedias bajo las Sierras de Córdoba. Burd et al. (2010) elaboraron una estructura 3D de la conductividad del manto cuyos resultados iniciales les permitieron inferir la presencia de una cuña astenosférica al este del segmento de subducción horizontal con su techo en la base de la litósfera, limitada hacia el este por las raíces del Cratón del Río de la Plata y hacia el oeste por la placa de Nazca. Dicha cuña probablemente se extiende hasta la zona de transición en el manto sugiriendo que la placa de Nazca se ve obligada a hundirse cuando encuentra las raíces mecánicamente más fuertes del cratón. Una zona conductiva orientada este-oeste dentro de un manto resistivo sugiere un flujo astenosférico a través de la placa y por lo tanto una ruptura que justificaría la ausencia de sismicidad.

Tassara et al. (2006) elaboraron un modelo reológico de la subducción Nazca-Sudamérica cotejado con numerosos datos geofísicos. En su modelo analizaron las causas de la horizontalización en el contexto de las relaciones entre la estructura cortical de las dorsales en la placa de Nazca, la posición y la morfología de los segmentos de subducción horizontal y su clara correlación con la morfoestructura de la placa continental. Estas observaciones sugirieron que si bien el extremo sur del segmento de subducción plana peruano está claramente relacionado con la subducción de la gran dorsal de Nazca, la flotabilidad positiva de las dorsales subducidas con respecto al resto de la placa que las rodea (Gutscher et al., 2000; Yáñez et al., 2001) es una condición necesaria pero no suficiente para la horizontalización de la laja. En particular, Tassara et al. (2006) notaron que la subducción de la dorsal de Iquique (Fig. 3.3), que tiene raíces corticales más continuas que la dorsal Juan Fernández, está asociada a un segmento de subducción con mayor pendiente bajo el Altiplano. Los autores estimaron que otros dos factores pueden ser considerados como controles de la

forma de la subducción: 7) ciertos aumentos locales de la flotabilidad de la placa oceánica por hidratación del manto superior al norte de la dorsal Juan Fernández, como fuera revelado por las velocidades sísmicas estimadas por Kopp et al. (2004) y 8) el control dinámico ejercido por el movimiento absoluto de la placa Sudamericana hacia el oeste y su composición, mostrado por los modelos termomecánicos de van Hunen et al. (2004). Las variaciones en la viscosidad de la placa Sudamericana pueden observarse a través de la disminución, de norte a sur, en la cantidad de convergencia que es absorbida por el acortamiento de la placa continental (Isacks, 1988, Doglioni et al., 2006).

El modelo del límite litósfera-astenosfera (lithosphere asthenosphere boundary, LAB) cotejado con datos independientes por Tassara et al. (2006) alcanza profundidades mayores que 120 km por debajo de las Sierras Pampeanas Orientales y a lo largo de una región orientada ENE. El límite noroeste de esta región se correlaciona con la supuesta ubicación de las suturas entre el cratón del Río de la Plata y el terreno Pampia y entre este último y Cuyania (Ramos, 1999d). La corteza bajo los Andes también presenta variaciones de espesor con la latitud. Bajo el Altiplano, se encuentra engrosada con espesores de más de 70 km, mientras que en la Puna y en la cuenca de Atacama, justo al norte de los 25°S, el Moho se halla por encima de los 60 km de profundidad. Al sur de los 26°S, la cordillera presenta raíces corticales de más de 60 km y en la zona de interés de este estudio, entre la Cordillera Frontal y las Sierras Pampeanas Occidentales, la profundidad del Moho decrece de 60 a 40 km. Esto sugiere la presencia de discontinuidades de escala litosférica entre los diferentes terrenos que conforman el continente (Tassara et al., 2006).

La discontinuidad intracortical (ICD) es definida como una discontinuidad de densidad (granítica-basáltica) en el modelo para ajustar las longitudes de onda corta de la anomalía de Bouguer. Una ICD profunda indica, una corteza félsica, mientras que una ICD somera indica una corteza máfica. Por otro lado, parece ser que una ICD profunda se relaciona con un mecanismo de deformación de piel gruesa mientras que una ICD somera se asocia a un mecanismo de piel fina, sugiriendo que la estructura composicional cortical ejerce un control importante en la deformación del margen continental. Las rocas de alta densidad máficas a ultramáficas aflorantes en algunos puntos de las Sierras Pampeanas Occidentales parecen ser la expresión superficial de un gran terreno caracterizado por una ICD con profundidades inferiores a 7.5 km. La ubicación de este alto en la ICD coincide con la localización de Cuyania según Ramos (1999d), que sería un terreno alóctono máfico en comparación al basamento félsico más común en los Andes. En las Sierras Pampeanas se encuentran unas regiones con orientación ENE donde la ICD tiene profundidades menores que 5 km y que se

correlacionan con las anomalías de velocidad en el manto halladas por Wagner et al. (2006). Estos datos sugieren que la forma de la ICD podría estar afectada por las variaciones de densidad en el manto causadas probablemente por la subducción de la dorsal Juan Fernández. Tassara y Yáñez (2003) encontraron los menores valores de espesor elástico efectivo máximo a los 33°S, menores aún que los hallados en el Altiplano. El debilitamiento hallado en el antearco a esa latitud podría estar relacionado con un rejuvenecimiento de la placa de Nazca en su paso sobre el punto caliente de Juan Fernández (Fig. 3.3). Yáñez et al. (2001) estimaron una edad de 9-10 Ma para los edificios volcánicos en la placa de Nazca cerca de la fosa a los 33°S. La horizontalización de la subducción en el segmento de la Cordillera Frontal podría estar asociada también a este hecho ya que coincide con un mayor acoplamiento mecánico en la zona de Wadati-Benioff, las mayores profundidades de la zona sismogénica cortical y la mayor energía liberada (Gutscher et al., 2000, Gutscher, 2002). Las anomalías térmicas asociadas a la dorsal Juan Fernández y el calor liberado por fricción en la subducción horizontal parecen ejercer juntos el mayor control termal en la rigidez del antearco.

En el Altiplano y Puna, la ICD se encuentra más profunda pero sin superar los 25-30 km, sugiriendo que la composición cortical promedio es intermedia, coincidiendo con valores de velocidad de ondas P (V_P) del orden de 6 Km/s a profundidades de corteza media-inferior (Beck y Zandt, 2002). Según Schmitz et al. (1997) la combinación de bajas V_P y altas densidades a profundidades de corteza inferior requiere un grado importante de fusión parcial de un protolito máfico. En coincidencia, Haberland et al. (2003) han estimado una alta atenuación de ondas P ($Q_P=100$) hasta unos 20 km de profundidad y Tassara y Yáñez (2003) han determinado bajas rigidez y viscosidad, las que permiten un flujo cortical que se piensa responsable de las deformaciones observadas. De este modo, Tassara et al. (2006) plantean a la ICD como una aproximación a las variaciones laterales de densidad causadas principalmente por cambios en la composición cortical pero además puede asociarse a variaciones de temperatura en la corteza inferior y a la posibilidad de un grado de hidratación y/o fusión parcial de las rocas corticales, concluyendo que las variaciones de composición cortical de intermedia a félsica en los Andes centrales y a máfica en los Andes del sur son probablemente la principal causa de la segmentación andina a escala continental.

3.2 DATOS

Los datos utilizados en este estudio han sido provistos por el Instituto Nacional de Prevención Sísmica (INPRES), dependiente de la Secretaría de Obras Públicas del Ministerio de Planificación Federal, Inversión Pública y Servicios. La Red Nacional de Estaciones

Sismológicas del INPRES está compuesta por cincuenta (50) estaciones distribuidas en todo el territorio nacional divididas en tres redes zonales por razones topográficas y de interconectividad: Red Zonal Norte, Red Zonal Centro y Red Zonal Sur.

La Red Zonal Centro o Red Sismológica Zonal Nuevo Cuyo (RSZNC), cuenta actualmente con estaciones en las provincias de San Juan, Mendoza, La Rioja, San Luis, Catamarca y Córdoba. Los datos analizados han sido registrados por 23 estaciones de corto período y componente vertical con registro digital, pertenecientes a la RSZNC. La Fig. 3.13 muestra su distribución y los principales rasgos geotectónicos de la región.

En el Apéndice A se describen las características principales de las condiciones de

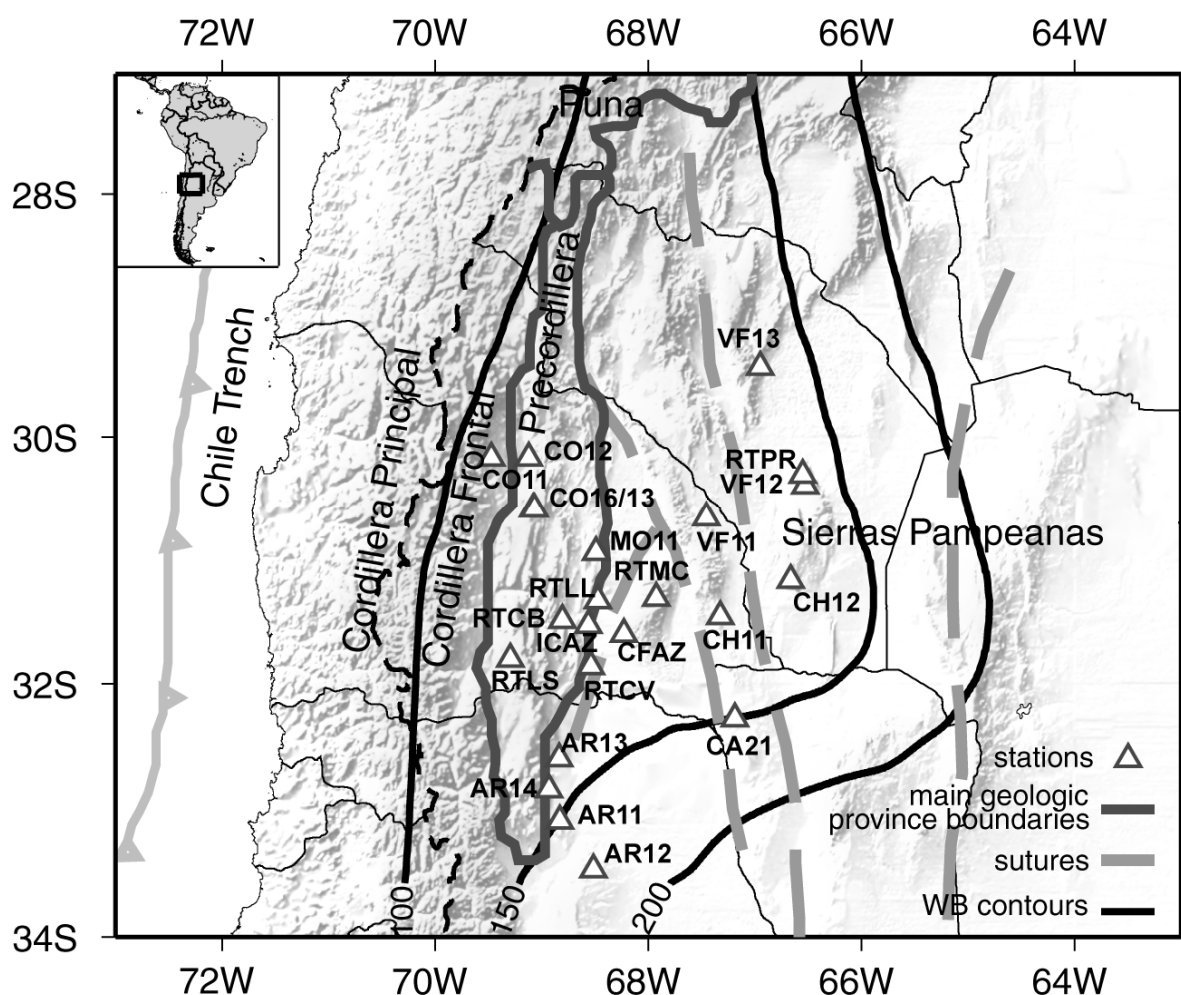


Fig. 3.13. Mapa de la Región de Nuevo Cuyo donde se incluyen la localización de las estaciones utilizadas (triángulos) de la Red Sismológica Zonal Nuevo Cuyo (RSZNC) perteneciente al INPRES cuyos códigos se explican en el anexo A y algunos rasgos tectónicos de importancia. Las líneas sólidas en gris oscuro definen las principales provincias geológicas, las líneas segmentadas en gris claro son suturas que coinciden con los mayores sistemas de fallas activos (Ramos et al., 2002). Las líneas sólidas en negro son los contornos de la zona de Wadati-Benioff (profundidad en km) según Cahill y Isacks (1992).

instalación y de la registración de cada estación así como las constantes de las respuestas de

instrumento construidas en este estudio a partir de las curvas de calibración provistas por el INPRES y utilizadas en el procesamiento de los datos. Cada estación, puede clasificarse como analógica con registro in situ, telemétrica analógica o telemétrica digital, en función del tipo de registro obtenido y de la forma en que se envían los datos al centro de recolección, para su tratamiento y análisis. Los datos son almacenados en formato PC-SUDS a un archivo por evento. Las frecuencias de muestreo utilizadas han sido de 100 mps en la mayoría de las estaciones hasta agosto de 1998 cuando las estaciones fueron reconfiguradas a 80 mps o 40 mps. En la configuración de la instalación, se han incluido filtros antialias analógicos con frecuencias de corte en 16, 12 o 7.5 Hz dependiendo de la estación. Si bien estos circuitos reducen el contenido de frecuencias recuperables, las distancias epicentrales y las magnitudes analizadas permiten inferir frecuencias de corte en los espectros de ondas internas bastante por debajo de estos límites (Sección 1.2) y cercanas a 3-4 Hz.

A partir de la base de datos completa del INPRES para el período agosto 1995-marzo 1999 se han seleccionado en forma visual un conjunto de registros para el análisis de la atenuación de ondas internas y coda mediante los métodos descritos en el Capítulo II. Dicho conjunto de datos verifica una serie de requisitos mínimos que son: 1) buena relación señal-ruido, 2) distancias estimadas a priori inferiores a 500-600 km, 3) ondas P y S no saturadas, 4) buen desarrollo de codas con más de 60 s de duración y decaimiento uniforme. Bajo estas condiciones se han seleccionado aproximadamente 500 eventos. Como ejemplo en la Fig. 3.14a se muestran los sismogramas de un evento de profundidad somera registrado por 9 estaciones de la RSZNC y en la Fig. 3. 14b, los correspondientes a un evento con foco en la placa de Nazca.

Se han efectuado las lecturas de los tiempos de llegada de las ondas P y S y las duraciones de los registros en forma manual utilizando los programas PCSuds y/o WinSuds (Banfill Software Engineering) dependiendo del sistema operativo de base. El proceso de localización inicial se ha efectuado mediante el programa Hypo71 (IASPEI Soft. Lib. Vol I, 1989) en forma individual para cada evento, utilizando tiempos de P y S, sin considerar elevación de estaciones y aplicando el modelo de velocidades que se muestra en la Tabla 3.1, provisto por el INPRES. Este es una modificación del que fuera obtenido por Herrin et al. (1968) como un modelo sobre-simplificado de los primeros 700 km del manto a fin de hacerlo útil en la localización mediante ondas P de eventos regionales superficiales.

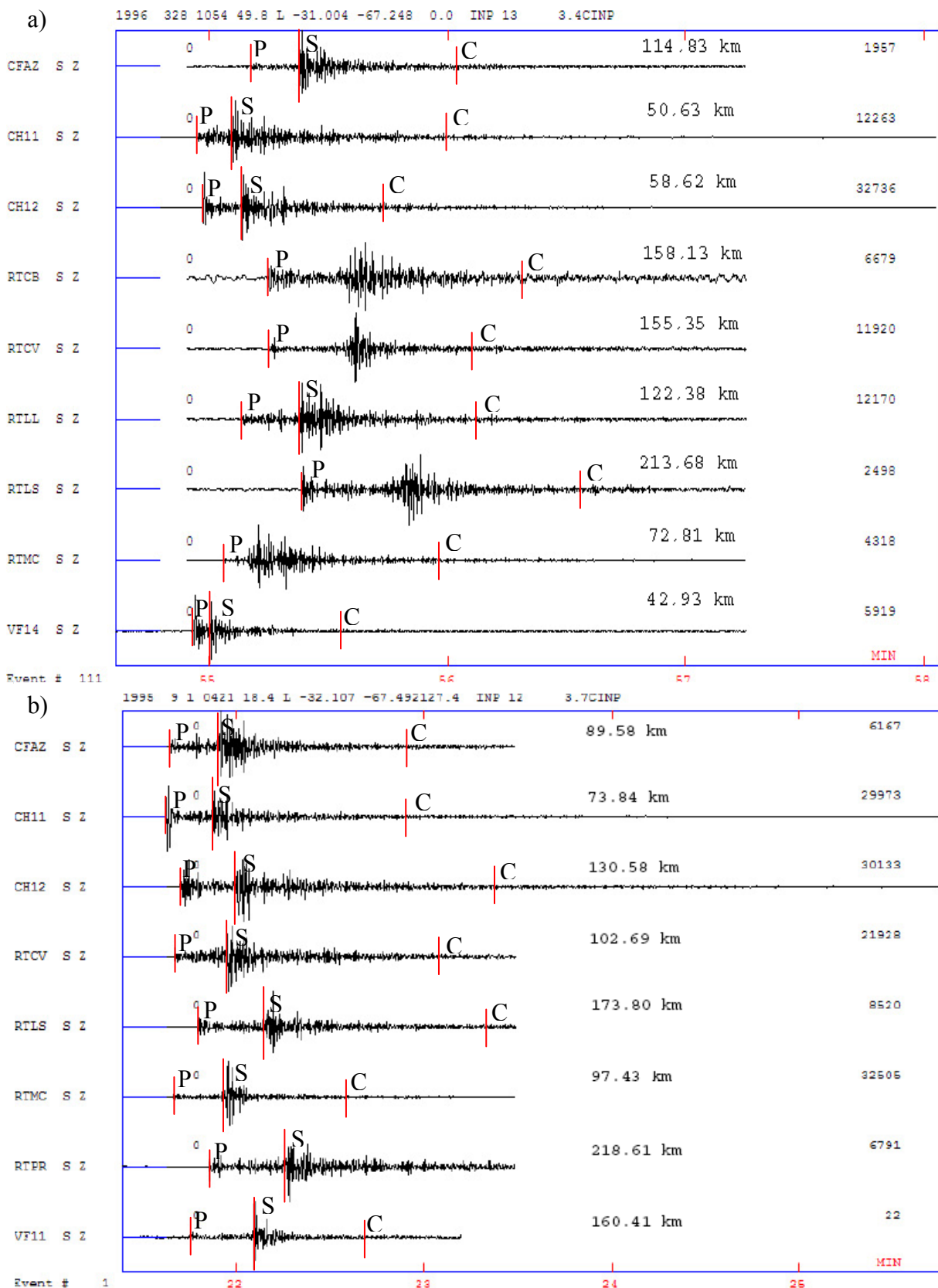


Fig. 3.14.- Ejemplo de sismogramas registrados por RSZNC en estaciones de componente vertical. Se observan una buena relación señal ruido en la mayoría de las estaciones y diferente polaridad y carácter del comienzo de la onda P según distancias y dirección de propagación. Se indican las distancias epicentrales en km. a) Sismo somero en la Sa. de Chepes, pcia. de La Rioja. La llegada de la onda S muestra diferente grado de definición entre estaciones. b) Sismo a 127.4 km de profundidad en la placa de Nazca bajo el NO de la pcia. de San Luis. Se observan tiempos de llegada de P y S claros. La mayor profundidad del hipocentro disminuye el número de reflexiones de S en corteza haciendo más fácil la identificación de la llegada de la onda directa.

El modelo propone una discontinuidad de Mohorovicic a profundidades entre 60 y 80 km. Cada localización se ha efectuado mediante una sucesión de iteraciones manuales en las que se reasignan pesos a las lecturas de acuerdo a los residuos temporales de cada estación en la iteración previa. El objetivo es lograr la convergencia en la solución con un RMS mínimo, obteniendo una diferencia entre iteraciones consecutivas no significativa.

Los criterios de lectura y asignación de pesos utilizados fueron los indicados por el INPRES de acuerdo a las rutinas de localización empleadas. Durante el proceso de localización han debido utilizarse principalmente tiempos de llegada de ondas P, en especial en el caso de eventos superficiales. Esto se debe a la habitual presencia de múltiples comienzos de ondas S (por ej. S_g, S* y S_n) en el caso de eventos corticales registrados a distancias inferiores a 500 km y al hecho de contar con registros de una componente vertical donde la contaminación por la presencia de la coda de ondas P enmascara muchas veces el comienzo de las S. De este modo se han ajustado las localizaciones al modelo de velocidades fijo resultando un total de 468 eventos localizados (Badi et al., 2007).

La distribución de sismicidad hallada (Fig. 3.15) muestra un comportamiento bimodal. Se aprecian los eventos corticales y los correspondientes a la zona de Wadati-Benioff, asociados a la Placa de Nazca que subduce bajo la Placa Sudamericana, aunque con cierta indefinición del espesor cortical y de la zona sismogénica en la Placa de Nazca, donde además aparece una leve pendiente hacia el oeste de la zona de Wadati Benioff (perfil inferior en la Fig. 3.15).

Se ha visto entonces la necesidad de obtener un modelo de velocidades ajustado a los datos de la RSZNC ya que los resultados obtenidos con el modelo de la Tabla 3.1 muestran una notable dispersión de los hipocentros respecto de las localizaciones esperadas según los procesos tectónicos conocidos en la región o en los peores casos, las localizaciones no convergen a posiciones razonables. La distribución de sismicidad obtenida en este apartado se ha tomado como la base original para la determinación del modelo unidimensional de ondas P mínimo como se verá en la siguiente sección.

V_P [km/s]	Prof. [km]
5.0	0
6.2	10
7.8	40
7.85	60.3
8.222	80.3
8.273	100.8
8.331	121.1
8.398	141.6
8.472	162.0
8.554	182.6
8.641	203.2
8.735	223.9
8.835	244.6
$V_P/V_S = 1.65$	

Tabla 3.1. Modelo de velocidades de ondas P (V_P) y su relación con la velocidad de S (V_S). Fuente INPRES.

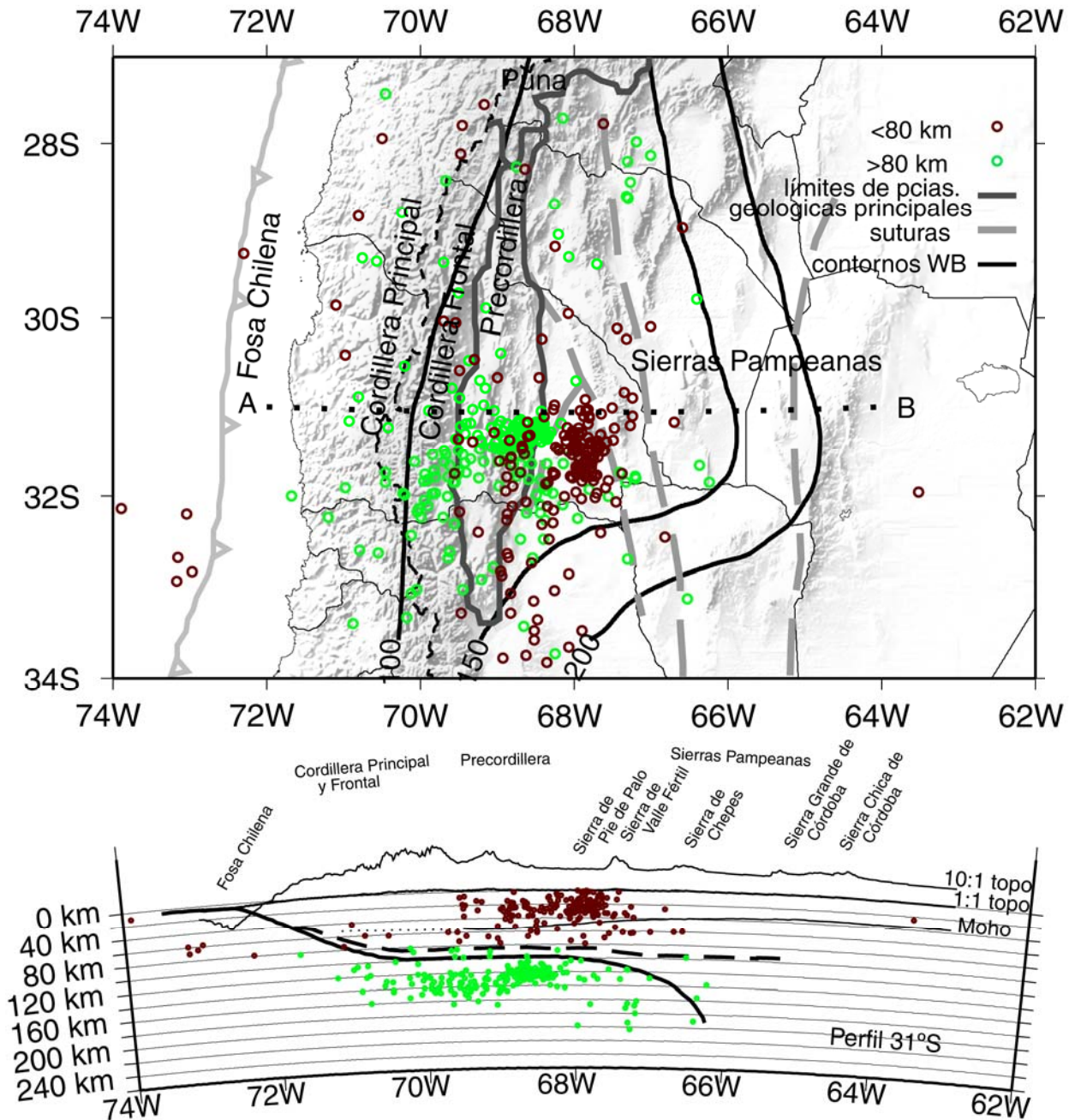


Fig.3.15.- Arriba: Distribución de epicentros obtenida con el modelo de velocidades inicial (Tabla 3.1) donde se diferencian en rojo, los eventos corticales (<80 km) y en verde, eventos intermedios (>80 km). La línea punteada AB marca el perfil sobre el que se proyectan los hipocentros en el gráfico inferior. Demás referencias coinciden con la Fig. 3.13. Abajo: proyección de hipocentros sobre el perfil AB donde pueden diferenciarse los correspondientes a cada placa y la dispersión que presentan las soluciones. La línea gruesa sólida es la geometría inferida de la placa oceánica subductada y la línea gruesa segmentada es la base litosférica continental según Gutscher et al. (2000). La línea delgada sólida es la discontinuidad de Mohorovicic según Ramos et al. (2002) y una extrapolación hacia el oeste en línea de puntos. Realizado con GMT 4.0 (Wessel and Smith, 2004).

3.3 ESTRUCTURA UNIDIMENSIONAL DE VELOCIDAD DE ONDAS P

3.3.1. ANTECEDENTES Y METODOLOGÍA

En la bibliografía pueden hallarse determinaciones de estructuras de velocidad para la Región de Nuevo Cuyo con técnicas diversas, utilizando datos de redes sismológicas portátiles desplegadas en Precordillera y/o Sierras Pampeanas, por ejemplo mediante análisis de funciones receptoras (Gilbert et al., 2006) o a través de estudios de Pn (Fromm et al., 2004). Uno de las primeras determinaciones de velocidad ha sido la de Pujol et al. (1991) quienes realizaron la determinación conjunta de hipocentros (*Joint Hypocenter Determination*, JHD, Douglas, 1967) para eventos superficiales e intermedios y obtuvieron correcciones de estación que asociaron a variaciones laterales cualitativas de la velocidad. En su análisis dejaron fijo el modelo de velocidad obtenido por Bollinger y Langer (1988).

En esta oportunidad se ha decidido utilizar el programa VELEST 3.1 (Kissling, 1995) a través de una implementación incluida en el paquete de programas SEISAN (Havskov y Ottemöller, 2005). El programa VELEST permite derivar un modelo unidimensional de velocidades apto para la localización de terremotos o como modelo de entrada para estudios de tomografía sísmica (Kissling, 1988, Kissling et al., 1994) resolviendo en forma iterativa el problema no lineal de la localización, trabajando en dos modos posibles: simple o simultáneo. En el modo simple realiza la localización de eventos en forma individual. En el modo simultáneo resuelve el problema del acople entre la localización de hipocentros y el modelo de velocidades realizando en forma conjunta la determinación de hipocentros (JHD), sugiriendo nuevas correcciones de estación y modelo de velocidad al final de cada iteración según numerosos parámetros que el usuario debe configurar. En ambos casos el problema directo se resuelve trazando el rayo sísmico a través de un modelo de capas planas desde la fuente hacia la estación. El problema inverso, no lineal, se resuelve por mínimos cuadrados. Una detallada explicación de la metodología y criterios de aplicación pueden hallarse en Kissling et al. (1994) y Kissling (1995). Utilizando el modo simultáneo mediante la técnica JHD se ha buscado la estructura de velocidades que optimizara la localización de todos los hipocentros en forma conjunta.

La implementación del programa VELEST dentro del paquete SEISAN está dada por el programa VELMENU que convierte automáticamente las lecturas de tiempos y las localizaciones preliminares del formato SEISAN (NÓRDICO) al propio del VELEST (CNV). Seguidamente genera el archivo de parámetros de entrada a partir de los archivos de la base de datos SEISAN, ejecuta el VELEST y convierte su salida a formato SEISAN. Otra ventaja

de VELMENU es que permite la implementación de VELEST bajo Windows, dado que la versión original está diseñada para UNIX (Havskov y Ottemöller, 2008).

3.3.2. DETERMINACIÓN DEL MODELO UNIDIMENSIONAL

En primera instancia se han incorporado los datos a la base de datos SEISAN. El formato original utilizado por la RSZNC en el período 1995-1999 era SUDS. Para convertirlos a SEISAN sin pérdida de información, han debido convertirse primeramente a ASCII, incorporarles los datos del encabezamiento para cada estación, luego convertirlos a SEISAN y multiplexarlos para obtener nuevamente un archivo por evento. Este paso se ha automatizado mediante códigos en lenguaje FORTRAN.

Dentro del programa SEISAN, se han revisado todas las lecturas de tiempos de llegada de las ondas P y S seleccionando sólo aquellos comienzos claros para poder asignar a todas las lecturas el mismo peso en la localización. En este proceso se ha tomado a las localizaciones realizadas con HYPO71 (base original) como datos de partida. A la localización geográfica de las estaciones se les ha incorporado en esta etapa la elevación provista por el INPRES o en su defecto, estimada a partir de imágenes satelitales. Esta incorporación podía resultar significativa dado que la topografía de la región da lugar a desniveles de hasta 2000 m entre estaciones (Apéndice A).

Al contar con estaciones de una componente de registro vertical se ha optado por realizar el ajuste del modelo de velocidades para ondas P. Esta decisión se fundamenta en que los tiempos de llegada de las ondas S en componente vertical suelen estar menos definidos a causa de: 1) la polarización teóricamente transversal de las mismas que las hace mejor definidas en componentes horizontales cuando las ondas llegan a la estación en trayectorias no paralelas a la superficie; 2) la presencia de múltiples llegadas de ondas S (S_n , S_g , S^* y reflexiones) por efecto de la corteza heterogénea, que además varían su orden de llegada según la distancia y distribución de velocidades y 3) la habitual superposición del comienzo de las ondas S con la coda de P para las distancias epicentrales utilizadas.

A fin de proveer un modelo de V_S para la localización, debía darse una relación V_P/V_S que ajustara a los datos. Una aproximación sencilla a dicha relación puede obtenerse mediante los diagramas de Wadati (Havskov y Ottemöller, 2005), donde se dibujan las diferencias de tiempos de llegada entre las ondas S y las ondas P en función del tiempo de llegada de P a partir de un origen arbitrario para todas las estaciones que lo hayan registrado (Fig. 3.16). El concepto de los diagramas de Wadati es muy simple. Si las ondas S y P

demoran un tiempo t_s y t_p respectivamente en recorrer una distancia Δ viajando a velocidades medias V_S y V_P , entonces la diferencia entre los tiempos de llegada de las ondas directas será igual a la diferencia de tiempos de viaje. Pueden establecerse las siguientes relaciones

$$\begin{aligned} \Delta &= V_P t_P \\ \Delta &= V_S t_S \end{aligned} \tag{3.1}$$

entonces despejando $t_s - t_p$ queda

$$t_S - t_P = \frac{\Delta}{V_P} \left(\frac{V_P}{V_S} - 1 \right) = t_P \left(\frac{V_P}{V_S} - 1 \right) \tag{3.2}$$

que permite obtener una relación promedio entre las velocidades de las ondas en su camino sísmico a partir del diagrama de Wadati. De la (3.2) se observa que la pendiente de la recta en la Fig. 3.16 es proporcional a $(V_P/V_S - 1)$. Una vez calculada la relación de velocidades para cada terremoto, el promedio obtenido sobre todos los eventos de la base de datos permite establecer una relación V_P/V_S para toda la región (Ojeda y Havskov, 2001, Havskov y Ottemöller, 2008). En la RNC se ha obtenido un valor medio de $V_P/V_S = 1.76$ con una desviación standard de 0.05 (para todos aquellos datos registrados por más de 3 estaciones,

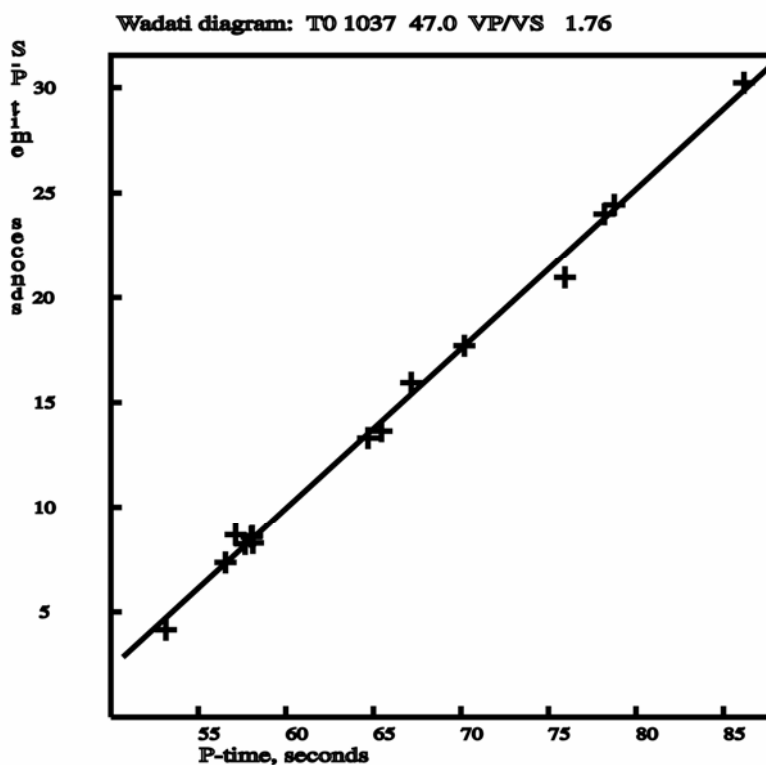


Fig. 3.16.- Ejemplo de Diagrama de Wadati para un sismo de la región. En el eje vertical se grafican diferencias de tiempos de llegada entre las ondas S y P (cruces) en las distintas estaciones, en las abscisas, tiempos de P desde un origen fijado a 10:37:47.0. El tiempo de origen del evento es 10:37:47.13UTC. La pendiente del diagrama indica un $V_P/V_S=1.76$.

seleccionando los ajustes lineales de la (3.2) con un RMS < 1 s y coeficientes de correlación mayores que 0.9).

La determinación del modelo de velocidad requiere la selección de una estación de referencia. Las correcciones de estación de las demás estaciones de la red se hacen relativas a la estación de referencia. Siguiendo los criterios establecidos por Kissling et al. (1994) y Ojeda y Havskov (2001) se ha seleccionado una estación de referencia localizada prácticamente en el centro geográfico de la red, con comienzos de ondas P y S generalmente claros y con el mayor número de lecturas. Resultando elegida la estación Coronel Fontana.

Utilizando el programa VELMENU se han procesado mediante JHD las lecturas de todos los eventos disponibles para obtener las correcciones de estación que minimizaran el RMS de las localizaciones. En esta etapa se han utilizado tiempos de P y de S, dejando fijo el modelo de velocidad original de P (Tabla 3.1) pero con una relación $V_P/V_S = 1.76$.

Las correcciones de estación representan desviaciones del modelo de velocidad, de modo que correcciones positivas y negativas corresponden a anomalías negativas y positivas de velocidad en el área de la estación con respecto a la estación de referencia. Por lo tanto se relacionan con las condiciones del sitio y la topografía en la estación.

Una vez alcanzada una variación no significativa del RMS residual, se ha procedido a seleccionar entre los resultados, aquellos eventos que verificaran las siguientes condiciones a la distribución: un cubrimiento (GAP) menor a 200°, distancias epicentrales por debajo de 350 km y RMS menor a 1 s. Sobre esos datos se ha ajustado mediante JHD el modelo de velocidad preliminar de ondas P (Kissling, 1995).

Una vez alcanzado un mínimo de RMS, se ha obtenido el modelo unidimensional preliminar de velocidad de P. En estas iteraciones el programa elimina en cada iteración aquellos eventos cuya localización no converge. Para la determinación del modelo unidimensional mínimo se realiza una nueva selección de los datos. Esta surge de la localización en modo simple de todos los eventos de la base de datos original con el modelo preliminar de velocidad y las correcciones de estación correspondientes, seleccionando aquellos eventos que verifiquen las mismas condiciones a la distribución del paso anterior.

El modelo 1D mínimo se ha obtenido entonces procesando esta última selección subamortiguando los parámetros hipocentrales y el modelo de velocidad, sobreamortiguando las correcciones de estación e invirtiendo el modelo cada dos iteraciones (Kissling, 1995). Es decir que se deja variar la localización en cada iteración y al modelo, iteración por medio. En este paso, se han incorporado capas intermedias al modelo para poder ajustar a partir de ellas

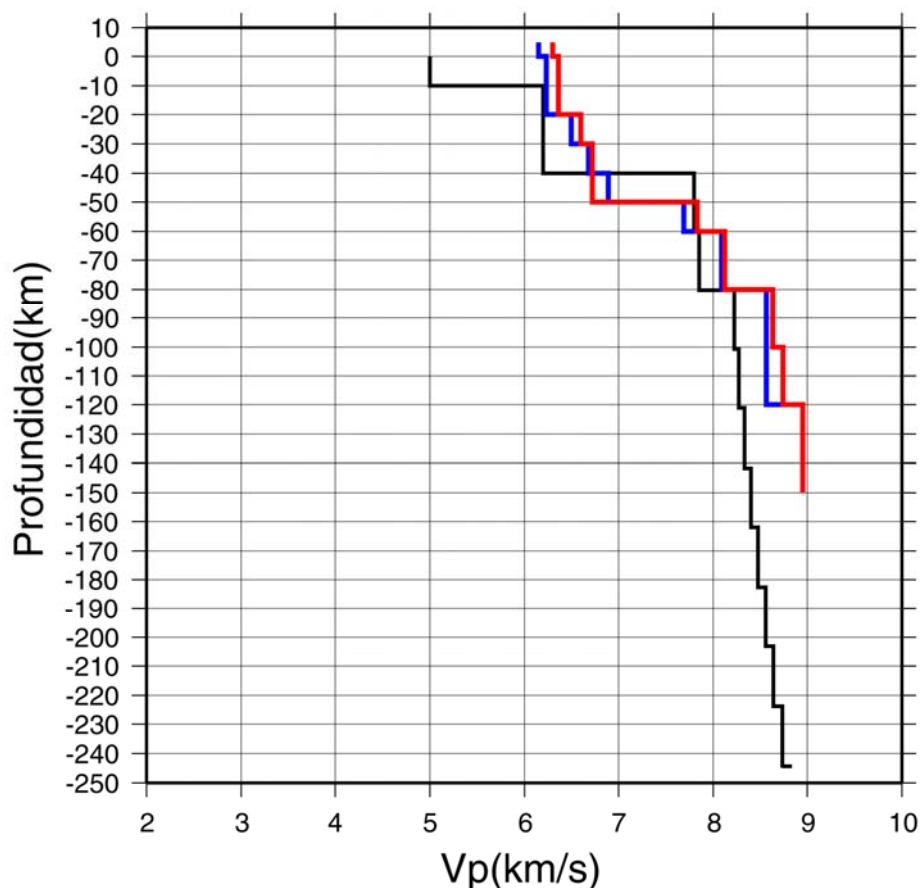


Fig. 3.17.- Perfiles de velocidad de ondas P. En línea negra delgada se muestra el modelo inicial, en azul el obtenido en este estudio con $V_p/V_s = 1.80$ y en rojo el obtenido con $V_p/V_s = 1.76$ y seleccionado para el recálculo final de hipocentros.

el espesor cortical y un gradiente de velocidad. En cada paso a lo largo del proceso se han ido

V_P [km/s]	Prof. [km]
6.30	-5.00
6.36	0.00
6.60	20.00
6.72	30.00
7.83	50.00
8.12	60.00
8.63	80.00
8.74	100.00
8.95	120.00
$V_p/V_s = 1.76$	

Tabla 3.2. Modelo unidimensional de velocidad de ondas P obtenido mediante JHD y relación de velocidades de P y S promedio, ajustada mediante diagramas de Wadati.

combinando aquellas capas adyacentes que resultaran con velocidades semejantes. El objetivo de variar los coeficientes de amortiguamiento y los espesores de capa es hallar un modelo de velocidad estable que a su vez minimice los errores de las localizaciones.

Dado que los modelos obtenidos y/o utilizados por otros autores (Fromm et al., 2004, Alvarado et al., 2005, Anderson et al., 2007) consideran un $V_p/V_s = 1.80$ para la región de las Sierras Pampeanas Occidentales, se repitió el proceso de ajuste con dicha relación e idéntica metodología, arribándose a resultados y valores de RMS mínimos muy similares.

En la Fig. 3.17 se compara el modelo inicial con los modelos obtenidos en este análisis para $V_p/V_s = 1.80$ y

STN	Lat [°]	Lon [°]	Elev [m]	Pteor [s]	Stcor [s]
AR11	33.0857S	68.8275W	1159	1.20	1.23
AR12	33.4737S	68.5152W	1019	1.32	1.52
AR13	32.5917S	68.8340W	1000	0.80	0.47
AR14	32.8413S	68.9328W	1507	1.08	0.79
AR21	33.0857S	68.8275W	1159	1.31	2.59
AR22	33.4737S	68.5152W	1019	1.26	1.36
AR23	32.5917S	68.8340W	1000	0.89	5.02
CA11	32.2747S	67.1877W	634	-0.02	-0.13
CA21	32.2747S	67.1877W	634	0.16	-0.74
CAZ	31.6032S	68.2322W	621	0.00	-0.75
FO14	31.6032S	68.2322W	621	0.06	-0.73
FO24	31.6032S	68.2322W	621	-0.03	-0.86
MO11	30.9397S	68.4923W	830	1.10	0.63
MO14	31.3093S	67.9240W	3100	0.47	-0.15
VF12	30.3957S	66.5277W	725	-0.09	0.42
VF13	29.4262S	66.9512W	1650	0.68	2.42
ICAZ	31.5282S	68.5598W	660	0.50	-0.15
RTCV	31.8622S	68.5402W	670	0.19	-0.83
RTCB	31.4885S	68.8095W	1030	0.42	-0.36
RTLL	31.3292S	68.4748W	690	0.04	-0.33
RTLS	31.7995S	69.2950W	2560	0.67	-0.44
RTPR	30.3080S	66.5517W	460	-0.07	-0.45
RTMC	31.3095S	67.9240W	3100	0.05	-0.65
CO11	30.1670S	69.4733W	2745	0.81	0.78
CO12	30.1708S	69.1197W	1572	0.87	1.16
CO13	30.5885S	69.0810W	2792	0.65	0.76
CO23	30.5885S	69.0810W	3127	0.00	-6.23
CO16	30.5877S	69.0662W	2792	0.80	0.00
RODE	30.1670S	69.4733W	2745	0.86	0.93
CUES	30.1708S	69.1197W	1572	0.61	0.77
CH12	31.1667S	66.6628W	1470	-0.07	-0.72
CH15	31.1667S	66.6628W	1470	0.03	-1.19
CH11	31.4560S	67.3268W	615	-0.09	-1.01
VF11	30.6603S	67.4540W	910	-0.01	0.04
VF14	30.6603S	67.4540W	910	-0.01	-0.33

Tabla 3.3.- Correcciones de estación sugeridas por este estudio. En letras rojas se destaca la estación de referencia, Coronel Fontana. Deberá tenerse en cuenta que las correcciones para tiempos de S han sido determinadas a partir de los tiempos leídos en componente vertical que luego han sido descartados en la etapa final de localización.

$V_P/V_S = 1.76$. Se observan diferencias mínimas en valores de velocidad y número de capas en ambas soluciones. En ambos casos la profundidad promedio de la discontinuidad de Mohorovicic para la RNC se estima en 50 km.

La decisión de utilizar el valor $V_P/V_S = 1.76$ se basa en que este es el valor obtenido a partir del ajuste de los diagramas de Wadati para los registros de la RSZNC, que no difiere prácticamente del 1.75 obtenido por Bollinger and Langer (1988) y utilizado por Pujol et al. (1991) y que a su vez coincide con el modelo inicial de Pardo et al. (2002). El modelo 1D resultante consta de 8 capas y un semiespacio cuyos valores de V_P se dan en la Tabla 3.2. La Tabla 3.3 proporciona las correcciones de estación finales para tiempos de P y S obtenidas en el ajuste.

Comparando el modelo 1D mínimo de la Tabla 3.2 con el modelo 3D obtenido por Pardo et al. (2002) para la misma zona con datos de estaciones en territorio chileno, se observa una buena correlación de la sismicidad y de los valores de velocidad en profundidad. Alvarado et al. (2009) mediante la integración de datos sismológicos y gravimétricos obtuvieron valores de V_P corticales cercanos a 6.4 km/s en el terreno de Cuyania (zona central de la RSZNC) con relaciones $V_P/V_S = 1.80-1.85$, espesores corticales entre 55–60 km y altas densidad y velocidad sísmica en corteza inferior. Por lo tanto el modelo obtenido en este estudio corrobora los resultados previos de otros autores a partir de bases de datos y metodologías diferentes, por lo cual se adopta como la estructura unidimensional de velocidades a utilizar en los análisis de atenuación en la RNC.

3.4 LOCALIZACIÓN Y ANÁLISIS DE SISMICIDAD

Con el objetivo de disponer de una distribución de sismicidad confiable para los estudios de atenuación se han vuelto a localizar todos los eventos de la base original (Sección 3.2) pero esta vez en forma conjunta y con el modelo de velocidad obtenido en la Sección 3.3.2. Para ello se ha preparado una base inicial del recálculo a partir de la base original de hipocentros. La base inicial del recálculo se ha conformado mediante las localizaciones efectuadas con un método simple (hypocenter, hypo71 o velest en modo simple) utilizando el modelo de velocidad y correcciones de estación propuestos en las Tablas 3.2 y 3.3, asignando a todas las lecturas de tiempos de P y S el mismo peso y efectuando una única iteración.

Partiendo de esta base inicial del recálculo se han localizado los eventos usando el método JHD, fijando el modelo de velocidad y las correcciones de estación y dejando variar los parámetros hipocentrales hasta lograr la estabilización en un mínimo del RMS. En este

caso, al considerar tiempos de llegada de ondas P y S el método converge lentamente hasta un valor de RMS promedio igual a 0.36 para 7312 rayos sísmicos analizados. Dejando de lado los tiempos de S a partir de este punto, se ha continuado la localización sólo con tiempos de P por los motivos expuestos anteriormente y observándose una aceleración de la convergencia del método. El resultado final de la localización se presenta en el Apéndice B, habiéndose obtenido 452 eventos localizados con un RMS promedio de 0.16 para un total de 4205 rayos sísmicos analizados.

Una comparación de las distribuciones de RMS obtenidas en las etapas sucesivas de la localización, puede verse en la Fig. 3.18 donde se representan las mejores localizaciones en cada etapa ($RMS < 1$). En primer lugar, en la base original que representa las localizaciones en modo simple, con Hypo71 y el modelo de velocidad de partida (Tabla 3.1), se ha obtenido una distribución de RMS (barras en negro) con una media de 0.199, una varianza igual a 0.765 y un coeficiente de asimetría (que caracteriza el grado de asimetría de una distribución con respecto a su media, siendo positivo cuando la distribución se extiende hacia valores mayores que la media y negativo en caso contrario) de 15.034. Volviendo a localizar los datos con el mismo modelo y método pero asignando igual peso a todas las lecturas se obtiene la distribución de RMS indicada en amarillo. Esta distribución presenta una varianza (4.523) notablemente mayor con una asimetría menor (7.359). La diferencia entre ambos resultados podría atribuirse a la subjetividad del operador al momento de asignar pesos en cada caso particular.

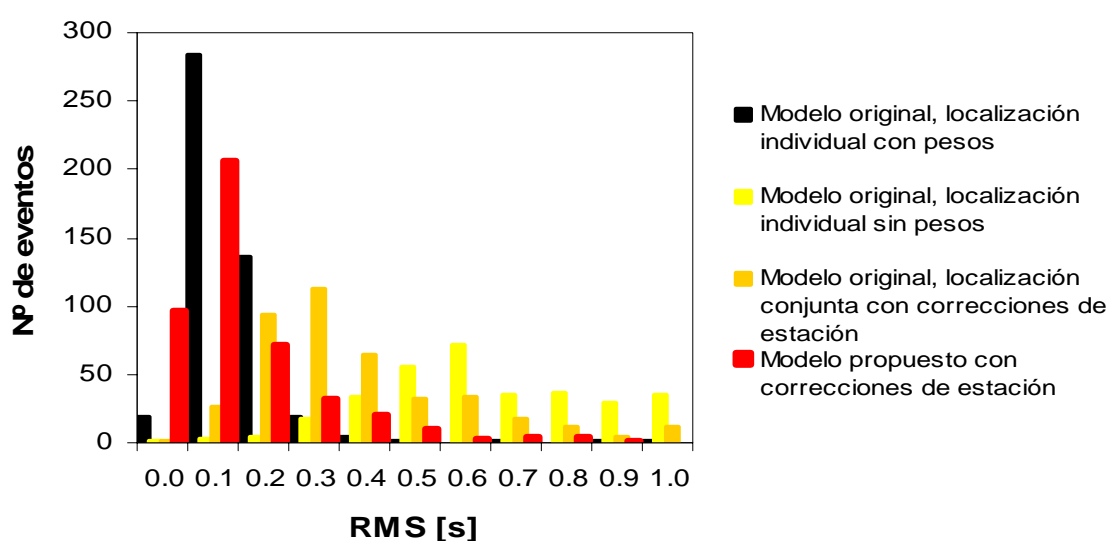


Fig. 3.18.- Evolución de la distribución del número de eventos según RMS para $RMS < 1$ con los modelos de velocidad utilizados. Como puede verse la localización con el modelo propuesto logra un RMS medio menor que las etapas previas de cálculo, aunque similar al original. Sin embargo se obtiene mediante un proceso más objetivo de selección de los datos, disminuyendo la dispersión de los parámetros estadísticos y ajustando mejor a la tectónica regional que la distribución original.

La distribución obtenida mediante localización conjunta (JHD) utilizando el modelo original más las correcciones de estación que minimizan el RMS residual (naranja) tiene una varianza igual a 0.562 y una asimetría de 8.795. La metodología utilizada en esta etapa es comparable a la de Pujol et al. (1991) ya que se ha dejado fijo el modelo permitiendo variar las correcciones de estación. El resultado final obtenido con el modelo de velocidad (Tabla 3.2) y las correcciones de estación (Tabla 3.3) propuestas en este estudio se presenta en rojo. La distribución de RMS muestra una media de 0.159 con una varianza de 0.025 y una asimetría igual a 2.548. Como puede verse, las distribuciones de RMS original y final presentan medias bastante próximas sin embargo la varianza y la asimetría son notablemente menores en la distribución final que se acerca de este modo a una distribución normal como ocurre en la mayoría de los procesos naturales. Más adelante se verá que la distribución de sismicidad asociada resulta mucho más ajustada a los rasgos tectónicos conocidos.

Las magnitudes de los eventos se calcularon mediante la fórmula de magnitud de coda (M_c) con la relación:

$$M_c = a \cdot \log(\text{coda}[s]) + b \cdot \Delta[\text{km}] + c \quad (3.3)$$

que resulta válida para distancias (Δ) menores a 1500 km y donde *coda* es la duración del registro en segundos, medido desde el comienzo de P hasta donde la señal se confunde con el ruido de fondo para sismogramas con buena relación señal ruido (marcas C en la Fig. 3.14). Las constantes a , b y c han sido provistas por el INPRES para la RNC con valores: $a=1.175624$, $b=1.383656$ y $c=0.00062$. Las magnitudes (M_c) de los eventos han resultado

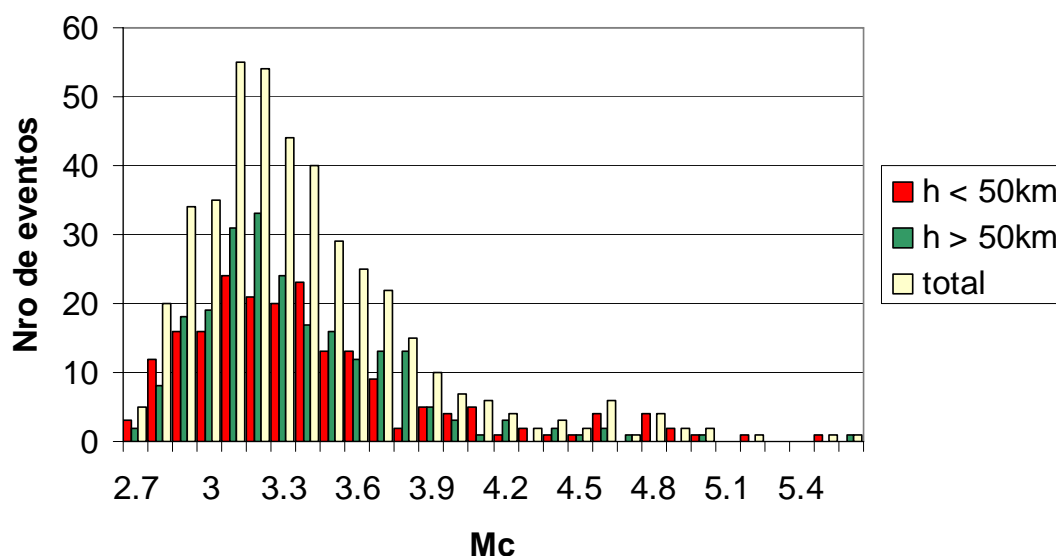


Fig. 3.19.- Distribución de magnitudes de coda (M_c) según la profundidad focal obtenida en la localización final considerando eventos corticales ($h < 50$ km) y en el manto ($h > 50$ km) de acuerdo a la profundidad estimada para el Moho en el modelo de velocidad de la Tabla 3.2.

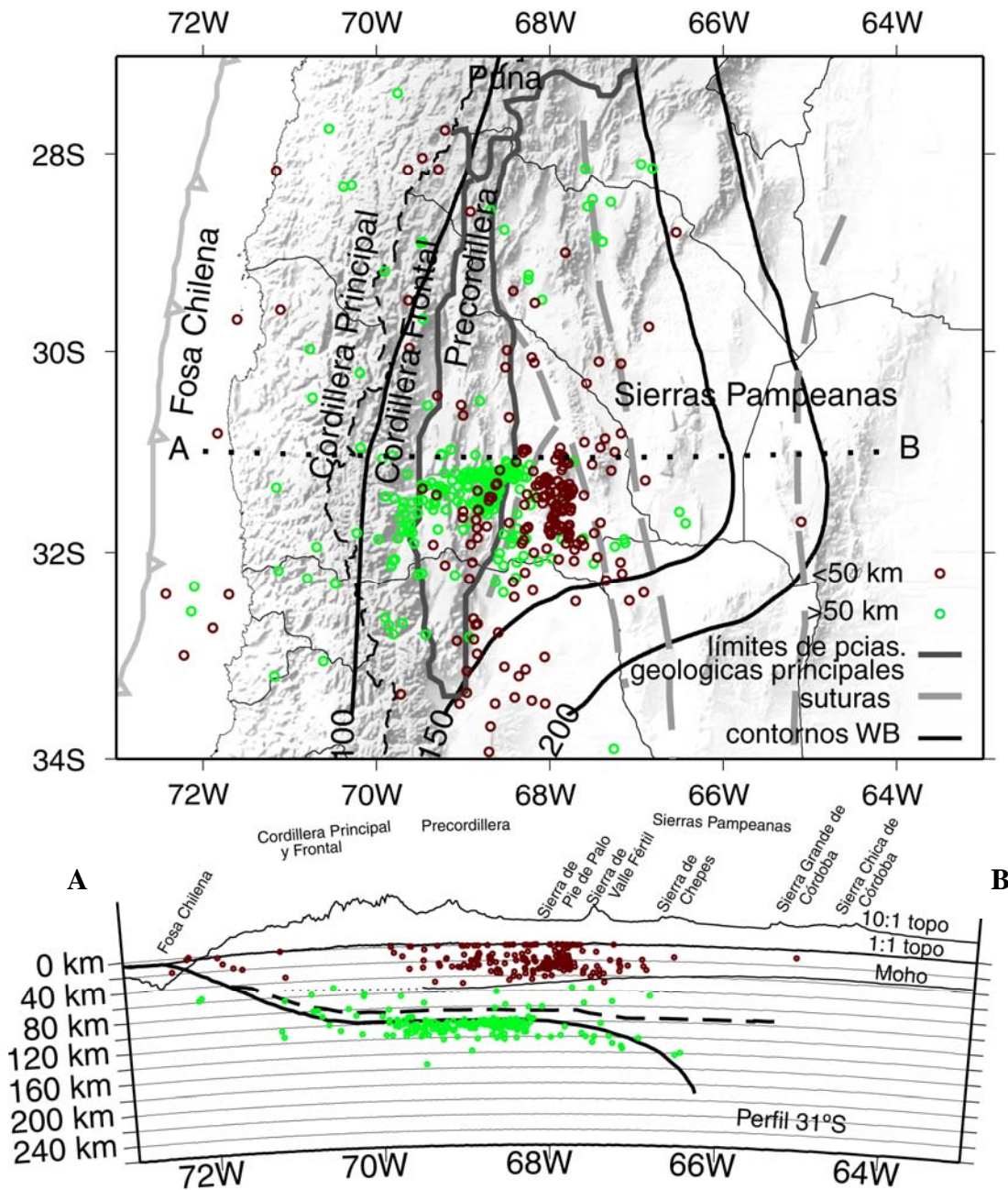


Fig. 3.20.- Arriba: Distribución de epicentros obtenida con el modelo de velocidades propuesto (Tabla 3.2) donde se diferencian en rojo, los eventos corticales ($h < 50$ km) y en verde los eventos correspondientes a Placa de Nazca ($h > 50$ km). La línea punteada AB marca el perfil sobre el que se proyectan los hipocentros en el gráfico inferior. Abajo: proyección de hipocentros sobre el perfil AB donde puede observarse la menor dispersión de las localizaciones respecto de la base original (Fig. 3.15). Ver más observaciones en el texto. Las referencias coinciden con las de Fig. 3.13 y Fig. 3.15.

hallarse dentro del intervalo [2.7-5.6] (Apéndice B) con una distribución del número de eventos por magnitud parametrizado según la profundidad focal como se muestra en la Fig. 3.19.

En la Fig. 3.20 se presenta la distribución de hipocentros resultante en planta y en una proyección sobre una sección vertical. En el mapa se observa que los eventos corticales se concentran principalmente en Sierra Pie de Palo y en un claro alineamiento a lo largo de los valles de Matagusanos y Ullum-Zonda, al oeste del límite este de Precordillera Oriental, dado por el corrimiento Villicum-Pedernal que incluye las fallas de La Laja, Tapias -Villicum y Rinconada (Siame et al., 2006). En ambos casos las suturas planteadas por Ramos et al. (2002) delimitan la actividad sísmica cortical demostrando una vez más que las viejas discontinuidades corticales juegan un rol importante en la concepción y la geometría de las fallas principales.

Los sismos a profundidades intermedias mantienen su mayor concentración al sur de los 31°S pero se observa un mayor alineamiento de los mismos en dirección ENE que coincide con una zona somera de la ICD hallada por Tassara et al. (2006) y a su vez con las anomalías de velocidad en el manto determinadas por Wagner et al. (2006) (Sección 3.1.5). Esta direccionalidad de la zona de mayor fragilidad en la placa de Nazca coincide con la prolongación bajo el continente de la dorsal Juan Fernández subducida como ya había sido observado (Wagner et al., 2006, Anderson et al., 2007).

En la distribución de la sismicidad en profundidad de la Fig. 3.20, se observa una menor dispersión de los hipocentros acentuándose su comportamiento bimodal que se adapta perfectamente a los contornos estimados por Gutscher et al. (2000) y Ramos et al. (2002). Un grupo de eventos se concentra principalmente en corteza intermedia con sus profundidades máximas a 50 km. El otro grupo se ubica en la parte superior de la placa de Nazca, a partir de los 100 km de profundidad. En el perfil, la pendiente aparente hacia el oeste de la zona de Wadati-Benioff obtenida anteriormente mediante la localización en modo simple parece haberse eliminado, tal como habían observado Pujol et al. (1991).

Anderson et al. (2007) estimaron la geometría de la subducción de la placa de Nazca a partir de la localización de eventos intermedios usando el algoritmo GMEL (Rodi et al., 2002a, b). Mediante el empleo de estructuras simples con velocidades promedio y la localización conjunta de eventos usando varios eventos maestros con localización controlada por otros estudios, observaron que la pendiente aparente hacia el oeste en la zona de subducción plana resultaba menor que con los métodos de localización simple, pero su

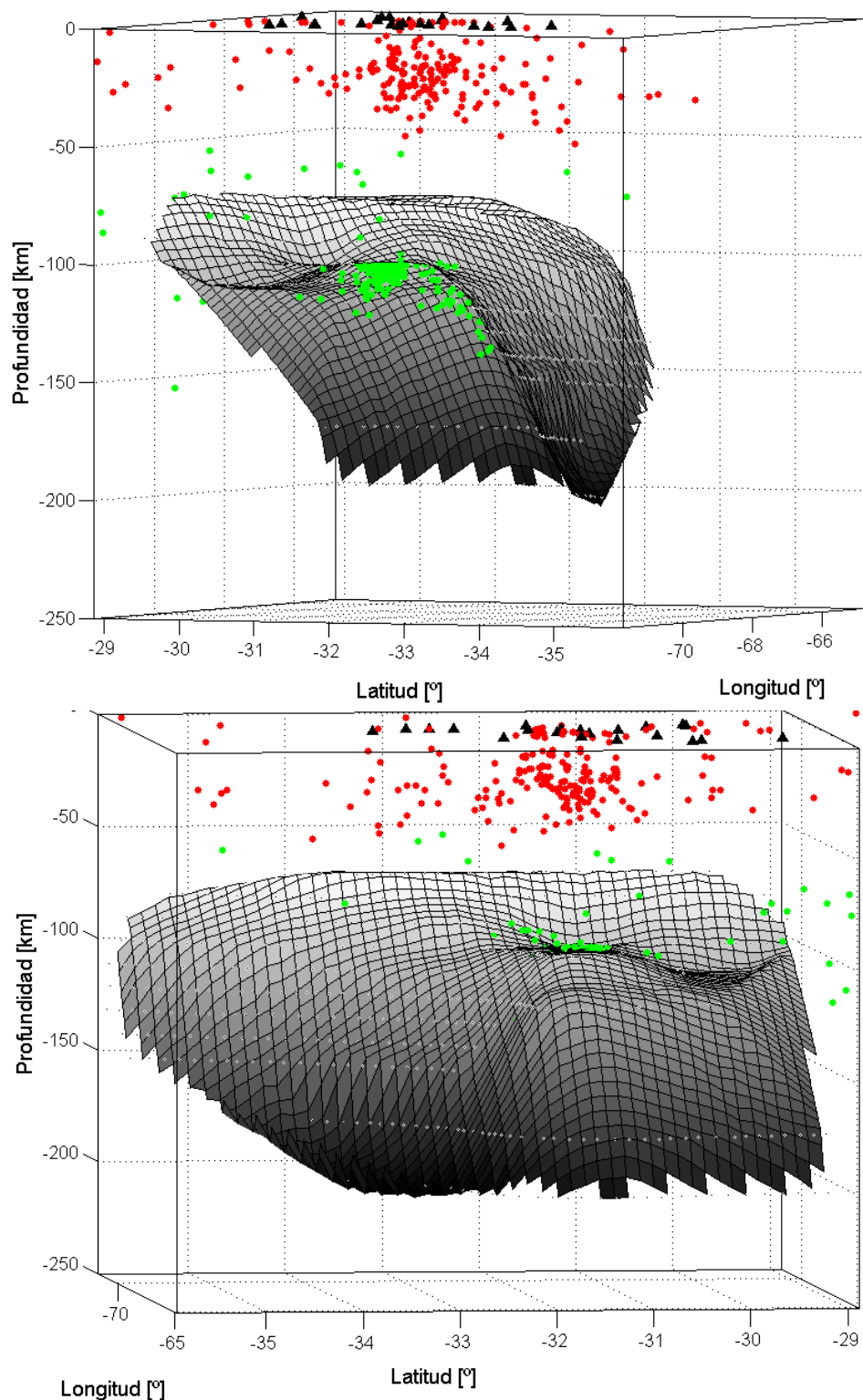


Fig. 3.21.- Gráfico 3D de la superficie de Wadatti-Benioff obtenida por interpolación cúbica de los contornos de la geometría de la placa de Nazca dados por Anderson et al. (2007) a la que se le han superpuesto los focos corticales (rojo) e intermedios (verde) así como las estaciones sísmológicas en superficie (sin elevación topográfica). Arriba: vista en dirección SO-NE, abajo: vista ENE-OSO. Más explicaciones en el texto.

existencia quedaba confirmada.

En la Fig. 3.21 puede compararse la distribución de hipocentros resultante con la geometría de la placa de Nazca construida a partir de la de los contornos de Wadati-Benioff cada 100 km dados por Anderson et al. (2007). En las dos vistas rotadas del mismo gráfico 3D se observa claramente la naturaleza intraplaca de los sismos intermedios y su mayor concentración en la elevación de la placa de Nazca asociada a la dorsal Juan Fernández. La carencia de una mayor resolución en las profundidades de los contornos de WB puede ser la causa de la localización de algunos focos justo por encima de la superficie. El resto de los eventos intermedios por encima de WB podrían ajustar mejor sus profundidades con un modelo 3D de velocidad.

En la Fig. 3.22 se presentan los perfiles de hipocentros en profundidad elaborados para intervalos de un grado de latitud con las localizaciones obtenidas en este trabajo para la sismicidad seleccionada. Las mayores concentraciones de eventos se obtienen entre los 30° y los 32°S. A los [31°-32°S] aparece la pendiente de la placa subducida hacia el oeste tal como habían observado Anderson et al. (2007) usando datos, modelo y algoritmo diferentes. Las profundidades promedio de la zona frágil en la placa de Nazca resultan similares en ambos análisis con profundidades entre 100 y 120 km para el intervalo [68°-70°O] y [30°-32°S]. La curvatura de la placa varía de norte a sur. A los [30°-31°S] la placa alcanza los 100 km de profundidad a los 70°O (Fig. 3.22d) y se mantiene estable a esa profundidad según la sismicidad registrada por Anderson et al. (2007). A los [31°-32°S] (Fig. 3.22e) la placa desciende por debajo de los 100 km de profundidad a los 70°O para luego flexionar elevándose por encima de los 100 km a los 69°O antes de volver a descender a los 68°O, donde aumenta la pendiente alcanzando los 140 km de profundidad a los 67°O. Comparando la ubicación de los focos a profundidades intermedias bajo la Sierra de Chepes en las Figs. 3.15 y 3.20, se observa que la localización con el modelo propuesto define mejor la flexión de la placa corroborando la existencia del gap a profundidades intermedias al este de la Sierra. A los 32°S, la placa desciende uniformemente hasta los 120 km de profundidad a los 70°O y en este caso (Fig. 3.22f) ya no se observa la pendiente hacia el oeste antes del descenso final que parece iniciarse hacia los 68°O.

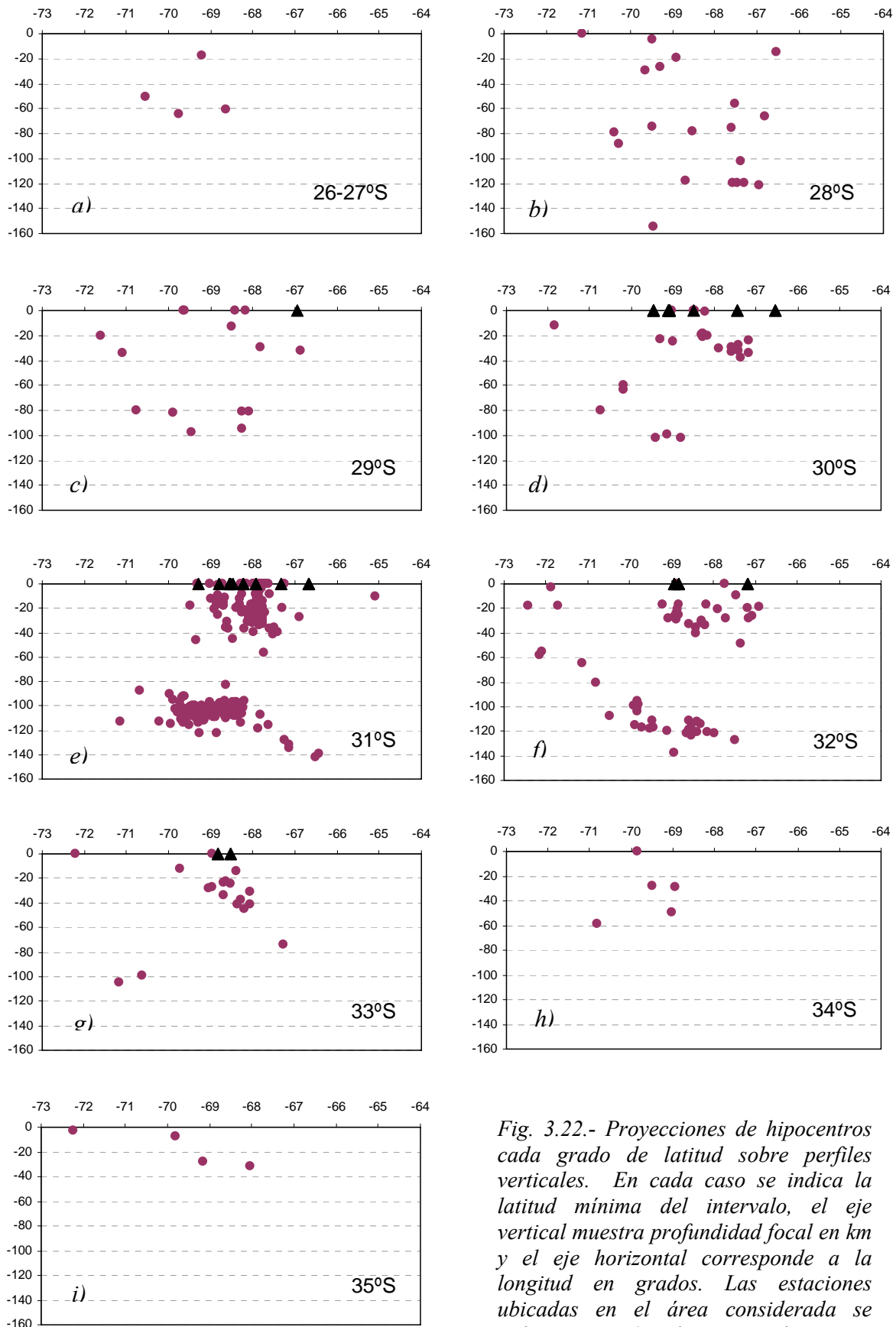


Fig. 3.22.- Proyecciones de hipocentros cada grado de latitud sobre perfiles verticales. En cada caso se indica la latitud mínima del intervalo, el eje vertical muestra profundidad focal en km y el eje horizontal corresponde a la longitud en grados. Las estaciones ubicadas en el área considerada se indican con triángulos. Ver explicaciones en el texto.

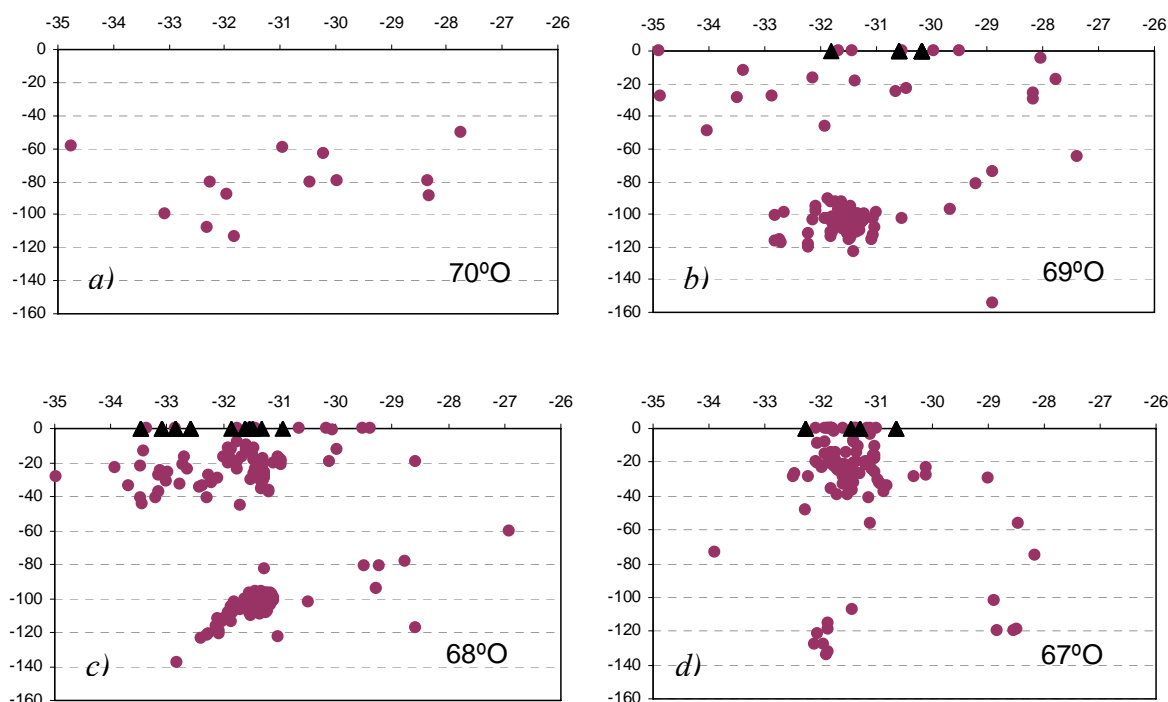


Fig. 3.23.- Proyecciones de hipocentros cada grado de longitud sobre perfiles verticales. En cada caso se indica la longitud mínima del intervalo, el eje vertical muestra profundidad focal en km y el eje horizontal corresponde a la latitud en grados. Las estaciones ubicadas en el área considerada se indican con triángulos. Ver explicaciones en el texto.

La Fig. 3.23 muestra las proyecciones de hipocentros sobre planos verticales para intervalos de un grado de longitud que permiten ver la profundización de la placa de Nazca variando con la latitud. Entre los [69°-70°O] la selección de eventos no ha incluido focos intermedios al sur de los 33°S. La sismicidad en el intervalo [30-33°S] se mantiene en una distribución plana horizontal con un techo a los 90 km de profundidad (Fig. 3.23b). En el intervalo [68-69°O] se observa la flexión de la placa al sur de los 32°S (Fig. 3.23c) que a su vez parece ser correspondida con una mayor profundidad de la actividad sísmica cortical. A los [67-68°S] la actividad sísmica intermedia disminuye notablemente y tiene profundidades que descienden levemente hacia el sur sin superar los 140 km de profundidad (Fig. 3.22d).

A fin de observar los efectos del nuevo modelo de velocidad en la localización, se analizan los cambios en la distribución de hipocentros en planta y perfil desde la base original (Fig. 3.15) hasta la localización final de este trabajo (Fig. 3.20). En general se observa (Fig. 3.24) que los focos intermedios disminuyen su profundidad concentrándose en una zona de Wadati-Benioff con profundidades cercanas a 100 km. Se observa en promedio una tendencia general de los epicentros hacia la red y en particular, algunos eventos que habían sido descartados en la localización original, convergen en este proceso a una solución más real.

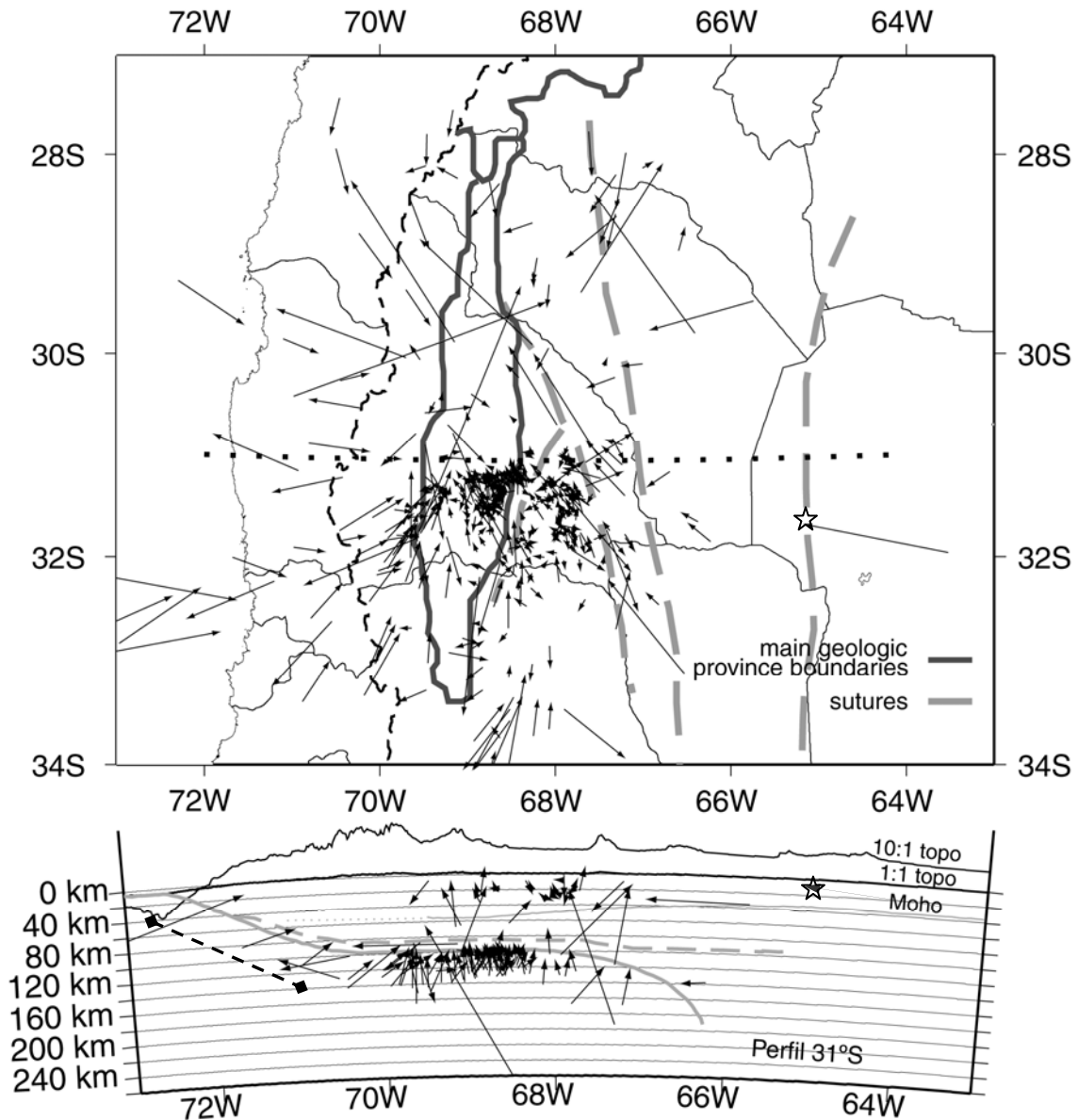


Fig. 3.24.- Arriba: desplazamiento de los epicentros nuevos respecto de los originales obtenidos con Hypo71 y el modelo de velocidades de Tabla 3.1. Abajo: Desplazamiento en longitud y profundidad para los mismos eventos. Las estrellas y la línea segmentada con rombos indican ejemplos citados en el texto.

El desplazamiento de la solución es mucho mayor para eventos alejados de la RSZNC y mínimo para eventos corticales bajo la red. Por una parte un alto porcentaje de trayectorias sísmicas atravesando la zona comprendida por la RSZNC permite obtener resultados más exactos para eventos en ese entorno y presupone menor exactitud para eventos alejados del mismo. Por otra parte, las nuevas localizaciones de epicentros, aún de aquellos a mayores distancias epicentrales, se vinculan más claramente a los rasgos tectónicos conocidos, dando crédito a la solución.

Como ejemplos de los resultados a grandes distancias de la red, pueden citarse: 1) el

evento localizado bajo la Sierra Grande de Córdoba (señalado con una estrella en la Fig. 3.24), cuya nueva localización se ubica en la sutura Pampia–Cratón Río de La Plata a una profundidad de 10 km antes se ubicaba en medio de la provincia de Córdoba, al este de la Sierra Chica de Córdoba y a una profundidad de 25 km; 2) los eventos intermedios y superficiales en territorio chileno (señalados en el perfil de la Fig. 3.24 por una línea segmentada con extremos de rombos) durante la relocalización migran sus posiciones redistribuyéndose a lo largo del contorno de la subducción de la placa de Nazca según Gutscher et al. (2000).

Los pequeños desplazamientos sufridos por los eventos corticales bajo el área central de RSZNC, permiten concluir que la metodología de localización sugerida originalmente por el INPRES da resultados muy precisos para eventos locales. Sin embargo el nuevo modelo permite aplicar una misma técnica a todos los eventos registrados por la red hasta distancias de al menos 500 km, obteniéndose de manera menos subjetiva resultados más precisos y exactos.

La Fig. 3.25 muestra los desplazamientos de los hipocentros en planta y perfil desde la base inicial del recálculo hasta la localización final (Fig. 3.20). Los focos de eventos a profundidades intermedias se reacomodan distribuyéndose en la parte superior de la placa de Nazca con desplazamientos tanto hacia el este como hacia el oeste de sus posiciones iniciales. Bajo la Precordillera y las Sierras Pampeanas Occidentales se observan algunos desplazamientos de localización desde profundidades superficiales a intermedias y viceversa. Sin embargo la mayoría de los eventos corticales bajo Pie de Palo y Precordillera Oriental, como los de la placa de Nazca bajo Precordillera no cambian prácticamente su ubicación. Estas leves modificaciones explican la lenta convergencia del método cerca de la solución de RMS mínimo.

El desplazamiento promedio de los hipocentros durante la localización mediante JHD con modelo de velocidad fijo no muestra una dirección preferente ni una magnitud que pueda asociarse al emplazamiento de las estaciones de la RSZNC. Por lo tanto, el modelo propuesto resulta confiable para las rutinas de localización en la red y la nueva distribución de sismicidad de la base de datos seleccionada permite aplicar los métodos de determinación de la atenuación sísmica descritos en el Capítulo II, efectuar regionalizaciones de los resultados e interpretarlos mediante su asociación a los procesos geodinámicos en el margen de subducción

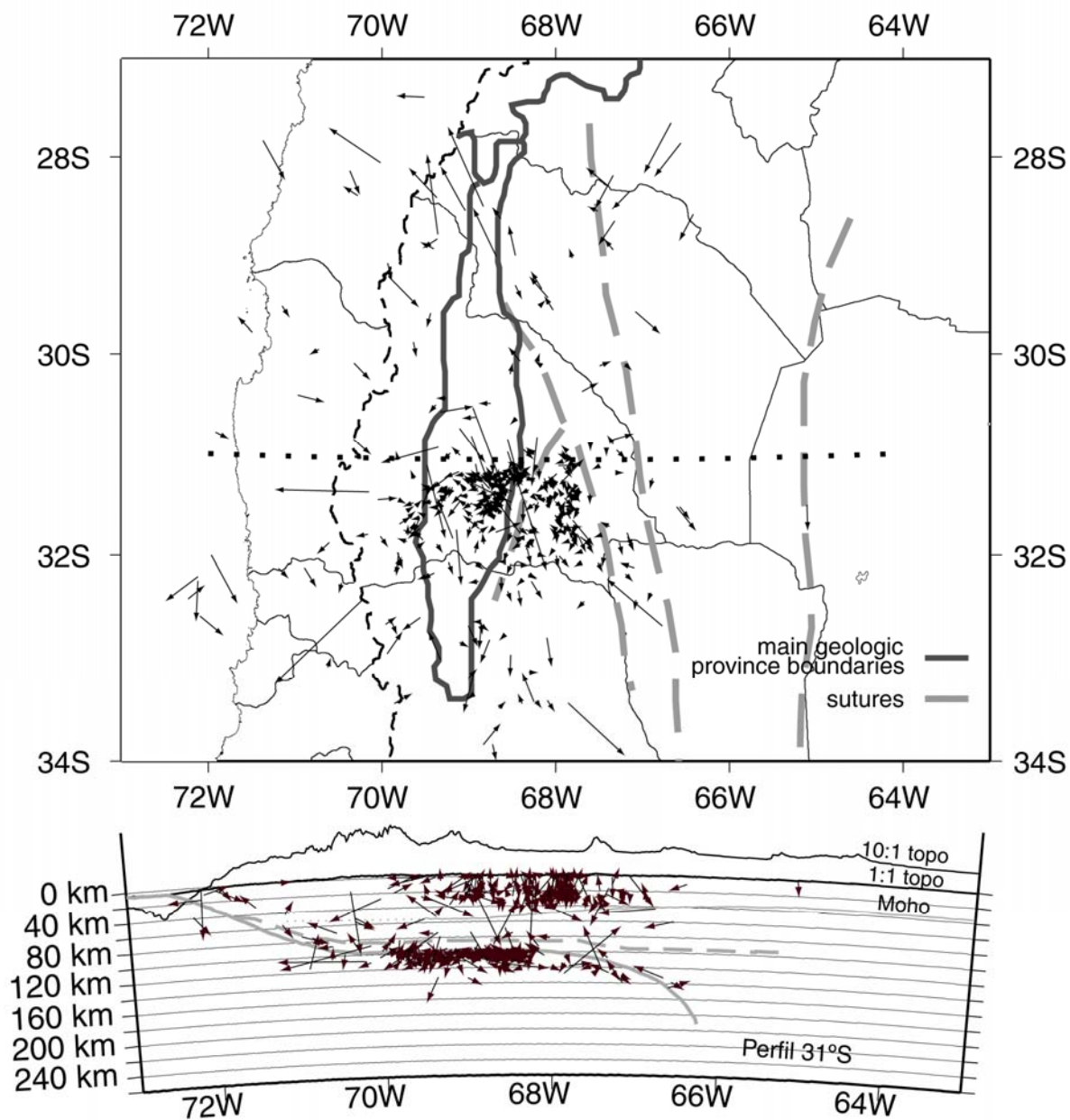


Fig. 3.25.- Arriba: desplazamiento de los epicentros nuevos respecto de los iniciales del recálculo. Abajo: Desplazamiento en longitud y profundidad para los mismos eventos. Más explicaciones en el texto.