

# EVIDENCIAS DE ACTIVIDAD PALEOSÍSMICA EN LA FOSA DE LONCOPUÉ Y FAJA PLEGADA Y CORRIDA DEL AGRIO (DEPOCENTRO DEL HUECÚ), PROVINCIA DE NEUQUÉN

Emilio A. ROJAS VERA<sup>1</sup>, Mauro SPAGNUOLO<sup>1</sup>, Darío ORTS<sup>1</sup>, Gonzalo ZAMORA VALCARCE<sup>2</sup>, Andrés FOLGUERA<sup>1</sup> y Víctor A. RAMOS<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Universidad de Buenos Aires, Laboratorio de Tectónica Andina - Conicet. E-mail: emilio@gl.fcen.uba.ar

<sup>2</sup> Repsol Exploración, Madrid, España.

## RESUMEN

Se hallaron depósitos lacustres cuaternarios dentro de los cuales se identificó un nivel que muestra signos de licuefacción, en el depocentro del Huecú, ubicado en el sector central de la fosa de Loncopué en sector noroeste de la provincia de Neuquén. Hacia el este sobre el ámbito de la faja plegada y corrida del Agrio depósitos con similares características fueron identificados en el río Pichaihue. Entre estas dos ocurrencias, sobre el sistema de fallas neotectónicas de Loncopué oriental, gravas fracturadas y diques clásticos fueron descriptos en depósitos lacustres cuaternarios. A partir de sus características morfológicas y el marco neotectónico en el cual se inscriben, estas estructuras son interpretadas como sismitas. Este es el primer registro paleosismológico en el área. No se descartan fuentes remotas para su ocurrencia a partir del desarrollo del último gran megaterremoto en este segmento correspondiente al registrado con epicentro en el Maule el 27 de febrero de 2010. La magnitud del mismo registrada en el retroarco permite una explicación posible para los rasgos de licuefacción descriptos, mientras que los depósitos de gravas intruidas y fracturadas solo pueden ser explicados por un evento sísmico de carácter local. En base a relaciones empíricas propuestas por otros autores se delimitaron áreas potenciales de los paleoterremotos, asumiendo fuentes locales y comunes. De esta manera se identifica al sistema de fallas oriental de Loncopué, como posible candidato a producir actividad sísmica en esta región, lo cual es compatible con estudios previos sobre la neotectónica del área y la ocurrencia de gravas fracturadas y diques clásticos.

Palabras clave: *Paleosismología, neotectónica, fosa de Loncopué, sismitas, Andes.*

**ABSTRACT:** *Paleoseismic evidence in the Loncopué trough and the Agrio fold and thrust belt (Huecú depocenter), Neuquén Province.* Liquefacted lacustrine sediments were identified at the Quaternary El Huecú depocenter, located in the central part of the retroarc Loncopé trough at the northwestern Neuquén sector. These were interpreted as seismites based on their morphological characteristics, as well as their neotectonic setting. Additionally, over the western Agrio fold and thrust belt, other similar deposits were identified. Finally, fractured gravels associated with clastic dykes are developed at the eastern Loncopué fault system between the previous two occurrences. A remote source is a possibility for the paleoseismic evidence. Particularly, the February 27<sup>th</sup> of 2010 earthquake, the fifth earthquake in magnitude since the instrumental period of time, showed that even though energy arrives rather attenuated at the retroarc zone, is sufficient to generate the described liquefacted deposits. On the other hand, only local and strong earthquakes could generate the intruded and fractured gravels. Assuming a common and local seismogenic source for the described occurrences and using known empirical formulae proposed by other authors, two areas were outlined as potential sites for seismic triggering (the El Huecú basin and the inner Agrio fold and thrust belt). Its intersection corresponding to the eastern Loncopué fault system appears as the main potential source for seismic activity, which is compatible with previous neotectonic studies performed in this region and the occurrence of fractured gravels and clastic dykes in the area.

Keywords: *Paleoseismology, neotectonics, Loncopué trough, seismites, Andes.*

## INTRODUCCIÓN

El hallazgo de niveles licuefactados en depósitos lacustres cuaternarios en la adyacencias de la localidad del Huecú, de dimensiones y preservación notables, así

como la presencia de diques clásticos en similares depósitos en las adyacencias son el objetivo principal de este trabajo. Hasta el presente no se habían registrado en la región indicios de paleosismicidad, por lo que este hallazgo permite caracterizar el

riesgo sísmico y lograr una más correcta comprensión de las características sismotectónicas del área de estudio en el retroarco neuquino en la fosa de Loncopué (Fig. 1a). En particular el hallazgo de evidencias paleosismológicas en esta zona adquiere

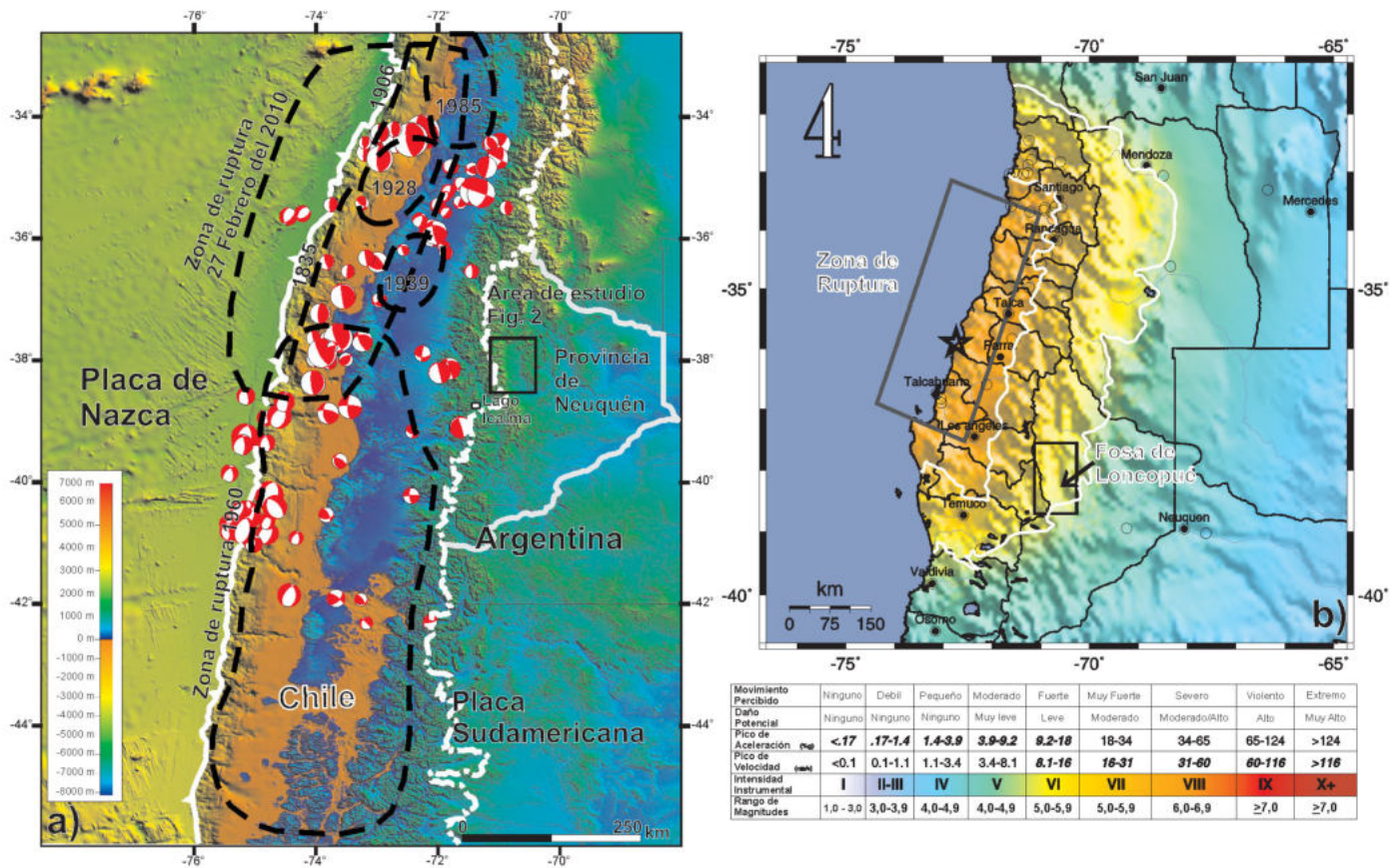


Figura 1: a) Modelo de elevación digital donde se plotearon los mecanismos focales del catálogo de Harvard CMT (<http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>). En línea punteada se marcan las zonas de rupturas conocidas asociadas a terremotos desarrollados en la placa de Nazca a estas latitudes; b) modificado de USGS Shakemap (2010), donde se muestran la variación de intensidad a partir del epicentro del Maule del 28 de febrero de 2010 fuera del segmento de ruptura.

relevancia después del megaterremoto con epicentro en la zona del Maule del 27 de febrero de 2010 ( $M=8.8$ ; el quinto más grande de la historia instrumental de los terremotos) con el objetivo de testear la influencia del mismo en el retroarco argentino a estas latitudes así como evaluar la existencia de fuentes sísmicas locales (Fig. 1b). Nótese en la figura 1b que la intensidad medida en el retroarco argentino, a la altura de la fosa de Loncopué, al este del epicentro del Maule no supera la magnitud  $M=6$ .

La cuenca cuaternaria del Huecú ( $37^{\circ}43'S$   $70^{\circ}41'O$ ) se ubica sobre el sistema de fallas de Mandolegüe en la parte central de la fosa de Loncopué, en el sector occidental de la provincia de Neuquén (Figs. 2 y 3). Estudios recientes muestran que la actividad volcánica de esta zona se podría haber extendido hasta el Cuaternario tar-

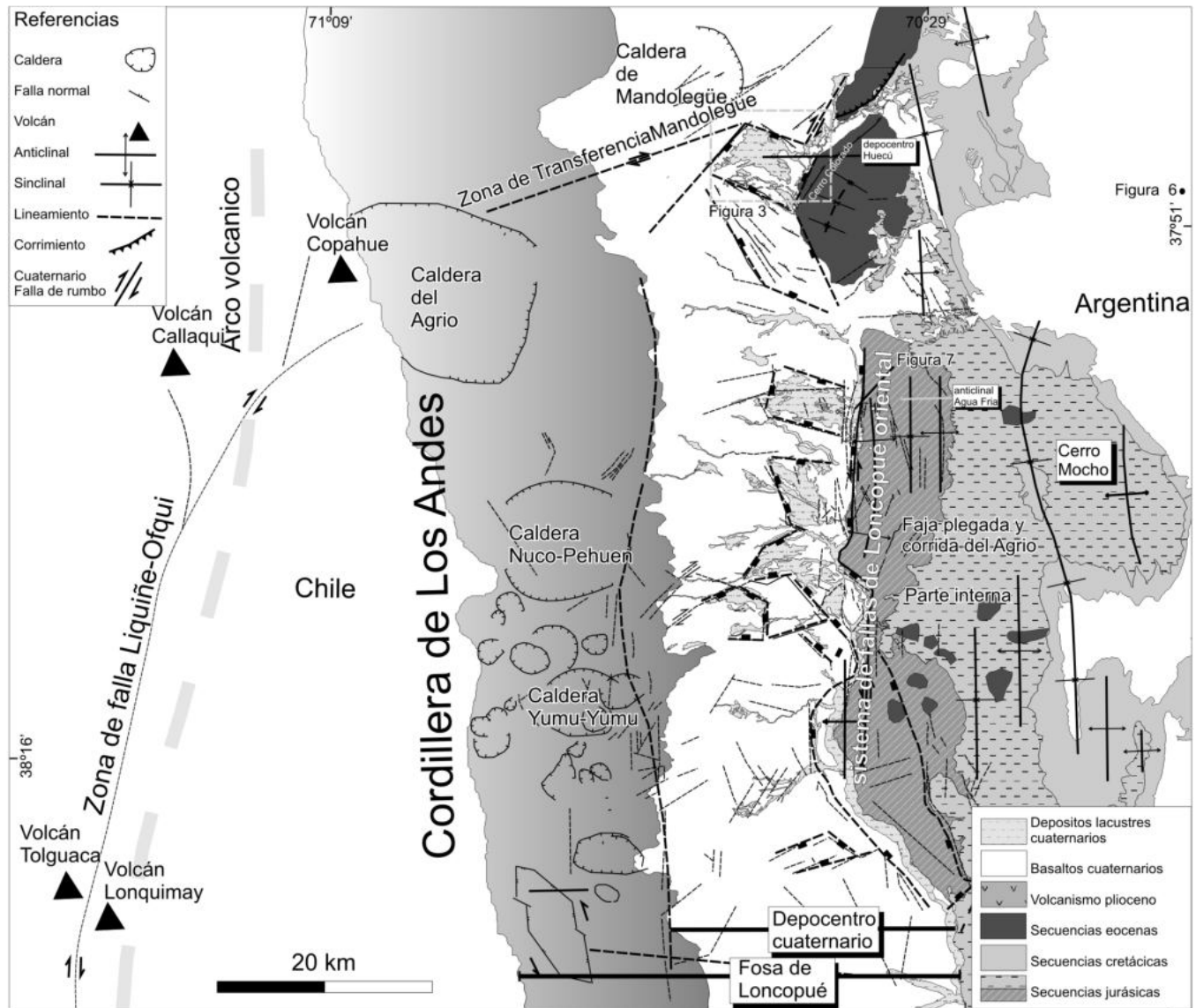
dío inclusive (Rojas Vera *et al.* 2008a) así como la actividad neotectónica (Rojas Vera *et al.* 2008b). Este trabajo expone evidencias que demuestran que la deformación en la cuenca del Huecú y sus adyacencias, y básicamente las fuentes sismotectónicas locales, se encuentran aún activas.

Diversos autores han reconocido actividad neotectónica en la fosa de Loncopué en forma previa (Fig. 2). Así por ejemplo en su sector norte Folguera *et al.* (2004) postularon un régimen extensional entre el Plioceno y el Cuaternario inferior, reflejado en la abundancia de volcanismo monogénico y evidencias morfotectónicas. Ramos y Folguera (2005) y Folguera *et al.* (2006) reconocieron la morfología de escarpas pertenecientes a fallas normales que limitarían la depresión de Loncopué hacia el este. García Morabito y Folguera (2005) reconocieron facetas trian-

gulares en estas fallas que indicarían actividad neotectónica.

## LOS TIPOS DE SISMITAS Y SU CLASIFICACIÓN

Las sismitas son estructuras sedimentarias específicas originadas por la recurrencia de *shocks* sísmicos que afectan a sedimentos saturados en agua (Montenat *et al.* 2007). La licuefacción consiste en el cambio de estado sólido a viscoso, a partir de la ruptura del empaquetamiento de los granos, este cambio de estado se da cuando los granos se redistribuyen espacialmente hacia una fábrica más densa. Este fenómeno ocurre cuando los sedimentos son afectados por *shocks* sísmicos (Obermeier 1996). Para que exista la licuefacción los depósitos deben estar confinados. Los sedimentos inconsolidados



**Figura 2:** Mapa geológico de la fosa de Loncopué, ubicado en el sector adyacente de la faja plegada y corrida del Agrio y la Cordillera Principal.

intentan reordenarse con el objetivo de ganar densidad lo que implica una fábrica más compacta. La fluidización ocurre cuando el agua sobrepresionada tiene la capacidad de mantener en suspensión momentáneamente los sedimentos (Obermeier 1996). Youd (1973) definió la licuefacción como una transformación desde un estado sólido a uno licuefactado como consecuencia del incremento de la presión de poros.

La sobrepresión de fluidos es la responsable de la inyección y expulsión de fluidos integrados por agua, sedimentos finos y barro generando las estructuras de las

sismitas (Montenat *et al.* 2007). Estos autores también reconocen que la actividad sísmica puede llevar a la obliteración de estructuras sedimentarias. Los bancos de material fino que poseen una granulometría contrastante en una sucesión de arenas y arcillas son los más propensos a registrar este tipo de fenómeno. Por esta razón los ambientes con mayor probabilidad de ocurrencia de sismitas son las planicies aluviales, las mareales, deltaicas y marinas, así como cabeceras de bahías y los ambientes lacustres, donde son frecuentes depósitos de arenas y arcillas saturados en un gran volumen de agua. Mörner (2005) ase-

gura que la transformación de un estado sólido a fluido inducido por una sacudida sísmica, implica que el fluido se mueve en respuesta a la gravedad y a la presión, deformando la estratificación pre-existente. El cambio interno del espacio de acomodación puede llevar a la generación de fallas, pliegues, convoluciones y deslizamientos. Los parámetros que definen la formación de sismitas para Montenat *et al.* (2007) son la cantidad de agua presente en los sedimentos; la existencia de una capa impermeable que actúe como sello para los sedimentos saturados en agua, y la reología del material afectado. Esto se traduce en



otros parámetros sedimentológicos tales como el estado de litificación, la granulometría y el tipo de sedimento, así como la alternancia de niveles permeables e impermeables, sus espesores y las discontinuidades preexistentes. Otros factores a tomar en cuenta son la pendiente del terreno que por más pequeña que sea puede influir en el tipo de depósito, junto con la magnitud del sismo y proximidad al epicentro.

Según Obermeier (1996) la premisa para que exista licuefacción es que los depósitos deben estar confinados. Los factores que controlan la susceptibilidad de los sedimentos a ser afectados por este proceso son: 1) el tamaño de grano que puede variar de 1 a 0,01 mm, es decir de arenas a limos; 2) la densidad relativa; 3) la profundidad del acuífero (0-3 metros tiene mayores probabilidades que de 3-10 m); 4) profundidad y 5) espesor del estrato a licuefactar. Este autor afirma que la profundidad óptima es de 2 a 4 m aunque estos fenómenos pueden registrarse hasta los 10 m. Otros factores como la naturaleza del sismo, el contexto geológico, fenómenos de licuación previa, edad y mineralogía de los sedimentos son importantes.

La clasificación propuesta por Montenat *et al.* (2007) reconoce dos categorías de sismitas, aquellas desarrolladas principalmente por deformación frágil y las desarrolladas por deformación dúctil. Estas últimas se subdividen en cuatro subcategorías y de acuerdo al proceso dominante son (1) licuefacción subsuperficial, (2) extrusión y expulsión de fluidos, (3) intrusión plástica y (4) licuefacción con convolución. Las evidencias de licuefacción con convolución se ven reflejadas en el hecho de que la estructura alojada en los depósitos corresponde a pliegues recumbentes, como los *slumps* clásicos. Este tipo de estructuras son por lo general de pequeñas dimensiones dado que alcanzan unos pocos milímetros a decímetros de espesor y se desarrollan en ambientes carentes de cualquier evidencia de pendiente. Estas estructuras se observan en depósitos lacustres que presentan laminación en varves o en ambientes marinos laminados y confinados. Los *sismoslumps*, se generan a partir de la

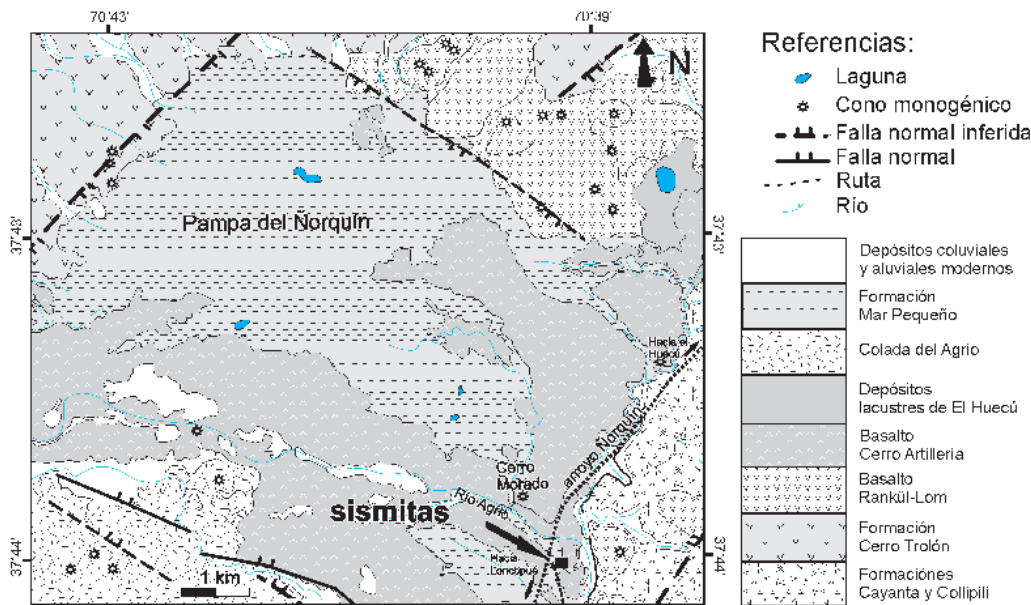
licuefacción de sedimentos superficiales. Por otra parte estos autores sostienen que la morfología de pliegues muy complicada presente en los *sismoslumps*, implica una importante fase de pérdida de fluidos, contemporánea con la formación de los *slumps* y por lo tanto una débil compactación posterior.

### MARCO TECTÓNICO DEL PIEDEMONTA NEUQUINO A LA ALTURA DE LA FOSA DE LONCOPUÉ

La cuenca del Huecú, constituye el depocentro más septentrional de la fosa de Loncopué. Allí se han concentrado las efusiones más jóvenes de esta cuenca de retroarco, con un importante pulso de actividad volcánica postglaciaria, hasta quizás histórica (Rojas Vera *et al.* 2008b). Esta actividad volcánica ha estado acompañada de actividad tectónica cuaternaria (Rojas Vera *et al.* 2008 a, b). La cuenca del Huecú se encuentra limitada por cuatro unidades morfoestructurales: hacia el norte la cordillera de Mandogüe; hacia el oeste la caldera del Agrío; hacia el este la parte interna de la faja plegada y corrida del Agrío y hacia el sur la sección central de la fosa de Loncopué (Fig. 3). La faja plegada y corrida del Agrío (Ramos 1977) se encuentra integrada por secuencias jurásico-cretácicas tempranas en superficie cuyo plegamiento responde a la inversión de los depocentros triásicos correspondientes al sistema extensional Tres Chorros definido por Vergani *et al.* (1995). La cuenca del Huecú forma parte de la zona de transferencia de Mandogüe de los depocentros paleógenos ubicados al norte y sur respectivamente (Radic *et al.* 2002, Melnick *et al.* 2006) y del segmento central de la fosa de Loncopué (Rojas Vera *et al.* 2008a). Esta depresión estructural se ubica en el retroarco neuquino y presenta un relleno basal integrado por rocas volcánicas y sedimentarias cuyas edades K-Ar van desde los  $0,47 \pm 0,2$  hasta los  $2,30 \pm 0,3$  Ma (Linares y González 1990) hasta el postglaciario como se ha indicado (Rojas Vera *et al.* 2008a).

La cordillera de Mandogüe está integrada por aparatos volcánicos monogénicos, calderas y complejos dómicos a lo largo de más de 100 km (Folguera y Ramos 2000). Este lineamiento volcánico tiene una dirección ENE y en la región de estudio está integrado por derrames basálticos-andesíticos desarrollados sobre las puertas de Trolope en el extremo NO de la caldera del Agrío a partir de centros volcánicos monogénicos con edades que abarcan desde los 0,88 a los 1,6 Ma según Linares *et al.* (1999). La actividad volcánica en este sector, continúa asociada a los domos Bayo y Trolope datados por estos autores en 0,6 Ma en forma contemporánea con el estratovolcán Trolón.

La cuenca del Huecú es una cuenca transensional (*pull-apart*) incipiente dada la morfología cuadrangular de la misma (Figs. 2 y 3). Existen cuatro juegos de lineamientos y fallas que controlan esta morfología. El primero se encuentra afectando la ladera occidental del cerro Trolón y la cordillera de Mandogüe y posee una orientación NE controlando el emplazamiento de los volcanes allí presentes (Rojas Vera *et al.* 2008b). Sobre la caldera de Mandogüe se desarrollan dos juegos de estructuras de rumbo NE y ENE respectivamente. El primer tren de estructuras afecta los materiales que se encuentran dentro de la caldera, comenzando como un lineamiento que luego culmina en una escarpa de falla normal. La segunda estructura es una falla normal que se encuentra afectando la pared norte de la caldera de Mandogüe. El sector norte de la cuenca del Huecú se encuentra afectado por dos sistemas de lineamientos, el primero de orientación NO que limita el depocentro de la pampa del Ñorquín con las unidades volcánicas de la ladera occidental de la cordillera de Mandogüe. El segundo lineamiento posee orientación NNE y afecta la ladera occidental de la cordillera de Mandogüe controlando la posición del valle del arroyo Ñorquín. Sobre el extremo occidental de la cuenca del Huecú se encuentra desarrollado un lineamiento de rumbo NE que marca el límite entre esta depresión y el sinclinal del cerro Colorado (Fig. 3). La



**Figura 3:** Mapa de ubicación de la zona de estudio con indicación de la ocurrencia de sismitas. Nótese que las mismas se desarrollan sobre uno de los límites estructurales de la cuenca del Huecú.

estructura sur que define la cuenca del Huecú corresponde a los lineamientos desarrollados sobre el Basalto Tres Hermanos (Fig. 3). Este sistema muestra una dirección NE y se encuentra definido por lineamientos de conos monogénicos y escarpas de fallas normales que afectan a estas rocas volcánicas en el sector sur de la depresión.

Inmediatamente al sur de la cuenca del Huecú comienza el sistema de fallas de Loncopué oriental, correspondiente al sistema de fallas que limitan la fosa de Loncopué por el este, definiendo el límite entre la faja plegada y corrida del Agrío y la misma (Fig. 2). Este sistema de estructuras se encuentra integrado por una serie de fallas normales de orientación N-S con una componente de rumbo levógira en su cinemática.

#### **Estratigrafía cenozoica del piedemonte neuquino a la altura de la cuenca del Huecú**

En la figura 3 se puede observar un mapa geológico simplificado de la cuenca del Huecú focalizado sobre el sector donde se encuentran desarrolladas las sismitas. Las unidades volcánicas más antiguas que afloran en esta región son las Formaciones Cayanta y Colipilli (Paleoceno-Eoceno) definidas por Rapela y Llambías (1985).

La Formación Cayanta se encuentra integrada por rocas volcánicas de carácter extrusivo en el extremo norte del cerro Colorado y el segmento occidental del cerro Rankül-Lom, mientras que en el extremo sur, la sección basal de este cerro corresponde a un intrusivo de la Formación Colipilli. La columna estratigráfica continúa con la Formación Cerro Trolón sobre el sector oriental de la zona de estudio (Pesce 1989, Rovere *et al.* 2000, Rojas Vera 2008a) datada en  $0,66 \pm 0,7$  Ma (K/Ar) por Linares *et al.* (1999).

Posteriormente la extensión generalizada de la cuenca controló la efusión de los basaltos de Rankül-Lom que se observan en la sección superior del cerro homónimo, sobre el extremo SE del cerro Colorado y sobre la ladera occidental de la cordillera de Mandogüé a la altura del cerro Trolón (Rojas Vera *et al.* 2008 a).

Sobre los valles del arroyo Ñorquín y del río Agrío se desarrolló el Basalto Cerro Artillería. Esta unidad se encuentra integrada por coladas de composición basáltica que anegaron el valle del arroyo Ñorquín, generando un endicamiento a lo largo de dicho valle evidenciado por depósitos lacustres. Esta unidad corresponde a los depósitos lacustres El Huecú y sus afloramientos se distribuyen por el valle del arroyo Ñorquín alcanzando su cota

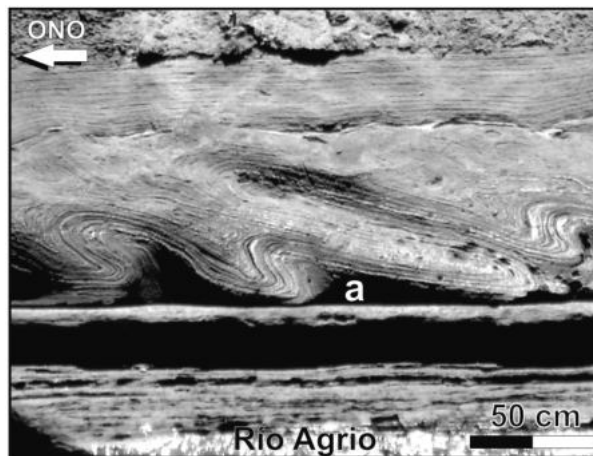
máxima sobre ambas laderas del cerro Rankül-Lom. Posteriormente se desarrollaron centros volcánicos monogénicos sobre el sector sur de la pampa del Ñorquín, extruyendo la Colada del Agrío. Esta alcanzó el cerro Colorado generando el endicamiento del río Agrío y el arroyo Ñorquín. Situación que llevó a la inundación de la pampa del Ñorquín generando un lago de más de 6 km<sup>2</sup>. Los depósitos lacustres Mar Pequeño de edad cuaternaria se encuentran integrados por niveles lacustres y fluviales que afloran a lo largo de la pampa del Ñorquín, sobre el sector central de la cuenca del Huecú (Fig. 3). También se han encontrado afloramientos de esta unidad entre las coladas del Basalto Cerro Artillería, donde solo se pudieron observar secuencias lacustres de cuatro metros de espesor, con una sección basal cubierta. Sobre la zona de confluencia del río Agrío y el arroyo Ñorquín la unidad presenta seis metros de espesor. Su base se encuentra cubierta por el río Agrío aunque en verano, cuando disminuye el caudal de agua, se pueden identificar los depósitos lacustres. La sección continúa con el desarrollo de un metro de material licuado. El banco afectado por fenómenos de licuefacción se encuentra confinado entre niveles pelíticos, arcillosos y arenosos que corresponden a la misma sucesión la-

cuestre. Hacia el tope, la unidad cuaternaria Mar Pequeño, culmina con un metro de conglomerados poco consolidados.

## LAS SISMITAS DE LOS DEPÓSITOS LACUSTRES MAR PEQUEÑO

El banco deformado (Figs. 4 y 5) posee un metro de espesor, contiene convoluciones y pliegues de pequeña longitud de onda. Estos depósitos lacustres licuefactados se encuentran confinados a la sección basal de los afloramientos. Como puede verse en la panorámica de la figura 4, los afloramientos de este nivel licuefactado se restringen a lo largo de la planicie del río Agrio donde este banco posee un metro de espesor y una extensión expuesta de aproximadamente 50 m. Dentro de esta unidad la deformación de los sedimentos se presenta en forma de pliegues recumbentes que muestran una única dirección de vergencia hacia el ONO. Los pliegues muestran longitudes de onda que varían entre los 0,5 y 1,5 metros. Por otra parte hacia el tope del depósito deformado que muestran las figuras 3b y 3d se puede observar que el grado de deformación disminuye habiendo un plegamiento incipiente sobre estas capas. La base del depósito se encuentra marcada por la presencia de un estrato que actuó como nivel de despegue al momento de generarse el proceso de licuefacción.

Según la clasificación propuesta por Montenat *et al.* (2007) las sismitas que se encuentran cerca de la localidad del Huecú se clasifican como *sismoslumps* dentro del campo de deformación dúctil, en la subcategoría de licuefacción con convolución. Probablemente este tipo de estructuras es indicadora de medios lacustres profundos (Rodríguez Pascua *et al.* 2000). La observación de estas sismitas en el lado norte y aguas arriba de la intersección del río Agrio con el arroyo Ñorquín varía de acuerdo a la época del año. Solo son reconocibles a fin del período estival y su exposición depende de la erosión o depositación que haya dominado la escorrentía durante el período de deshielo previo.



**Figura 4:** Sismitas de los depósitos lacustres Mar Pequeño preservadas sobre la margen norte del valle del río Agrio (véase ubicación en la figura 1). Nótese la vergencia hacia el oeste de los deslizamientos sísmicos (*sismoslumps*), y la superficie de despegue en "a".

### Otras evidencias paleosismológicas y actividad sísmica en el área

Sobre la faja plegada y corrida del Agrio, en el cauce de río Pichaihue, depósitos lacustres cuaternarios presentan laminaciones contorneadas y pliegues de pequeña longitud de onda que también son interpretados como fenómenos de licuefacción (Figs. 1 y 6). Estas secuencias lacustres se desarrollan al este de las estructuras extensionales cuaternarias mapeadas en Loncopué oriental (Rojas Vera *et al.* 2008b).

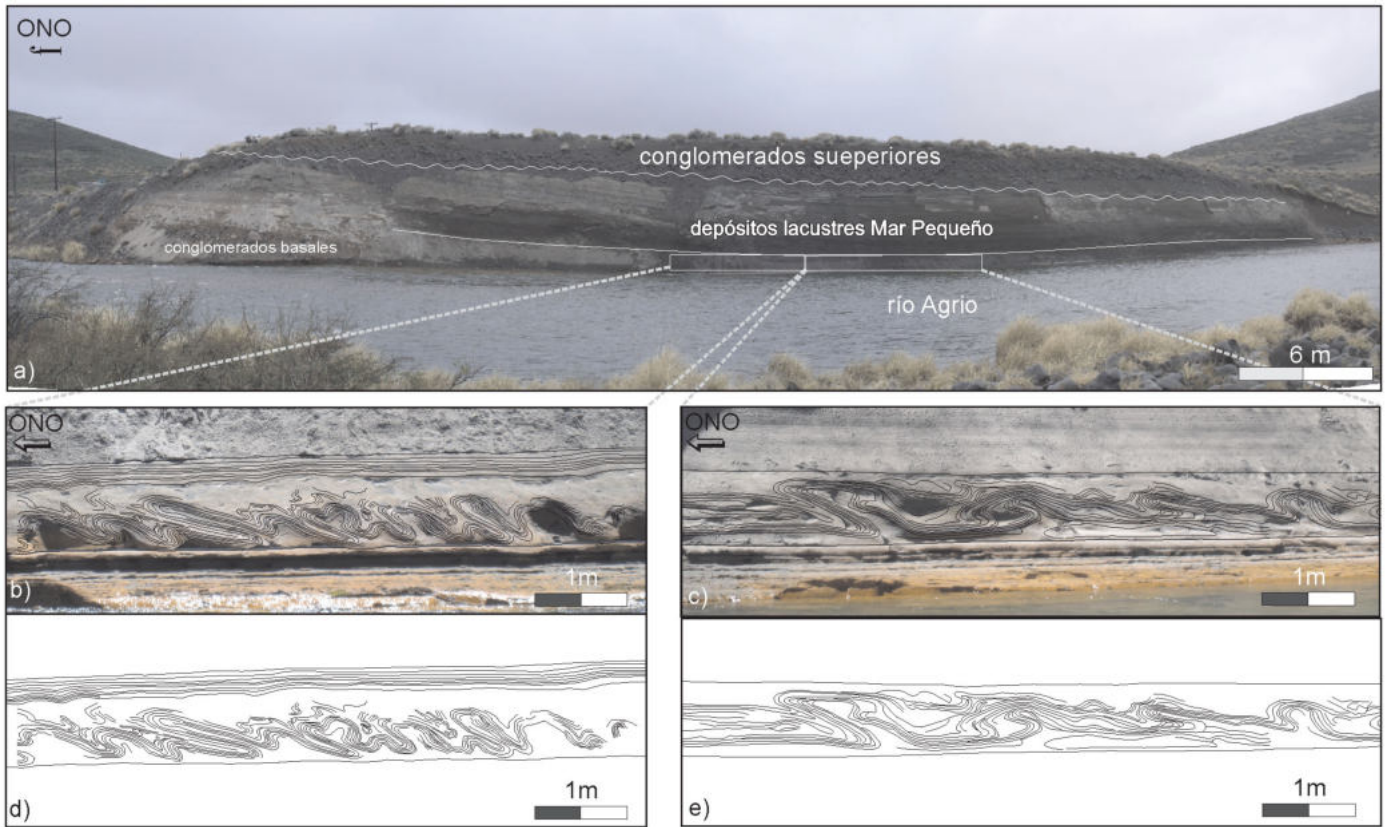
Otras evidencias paleosismológicas se hallan inmediatamente unos 10 km al sur de la cuenca del Huecú, donde se encontraron depósitos lacustres cuaternarios, en el valle del arroyo Agua Fría, sobre la faja plegada y corrida del Agrio altamente deformados (Figs. 7a y 7b). Esta unidad sedimentaria no supera los 2 metros de espesor, y se encuentra compuesta por intercalaciones de arenas finas y gravas finas. La figura 7a muestra el desarrollo de fallas normales con inclinaciones hacia el norte y hacia el sur. En el sector superior se observan bancos de gravas finas dislocados por fallas normales de inclinación sur, que producen un rechazo del orden de los 15 cm. Por otro lado el desplazamiento de la falla normal que se encuentra en la parte superior del depósito, parece estar asociado a pequeñas fallas inversas que también inclinan hacia el norte y pliegan los bancos de gravas finas con unas longitudes de onda que rondan los 10 cm. Sobre la sección media e inferior del de-

pósito se repite el mismo fenómeno, pero con una orientación opuesta, las fallas normales e inversas inclinan hacia el sur y muestran un rechazo de 10 cm aproximadamente. Otra característica del depósito es la presencia de intrusiones arenosas a gravosas desarrolladas en los sectores superior, medio e inferior. La intrusión de este material deforma a los bancos superiores generando pliegues de escasa longitud de onda.

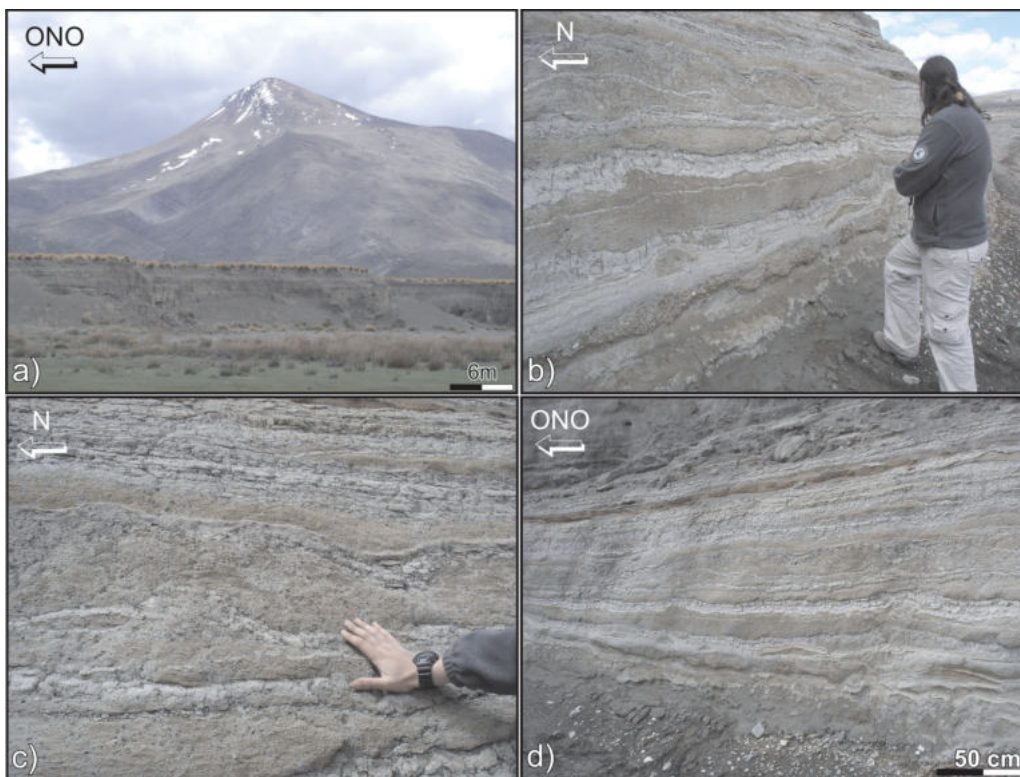
La figura 7b muestra otro afloramiento de la misma unidad pero con diferente orientación. Nuevamente los bancos muestran la coexistencia de fallamiento extensional con fallamiento inverso, con inclinaciones que van tanto hacia el oeste como para el este. Los rechazos varían de 30 cm en el sector inferior a 5 cm en el resto del afloramiento, generando plegamientos suaves de corta longitud de onda (10 cm). Por otra parte se identificó en el sector inferior, la intrusión de material arenoso-gravoso, generando pliegues nuevamente de corta longitud de onda.

Rodríguez Pascua *et al.* (2000) discuten acerca del mismo tipo de estructuras encontradas en ambientes lacustres someros en el sur de España. Los autores clasifican a ese tipo de depósitos como gravas intruidas y fracturadas. Sostienen que la deformación de los sedimentos ocurre cuando los mismos se encuentran bajo el pelo de agua y que bajo estas condiciones la licuefacción y fluidización de las gravas y arena se llevan a cabo sin la presencia de un banco confinante (Fig. 7c). También





**Figura 5:** a) Vista hacia el norte del afloramiento de los depósitos lacustres Mar Pequeño aguas arriba de la intersección entre el río Agrío y el arroyo Ñorquín (véase ubicación en figura 1); b y c) detalle de las sismitas; d y e) Interpretación de la morfología de las sismitas.

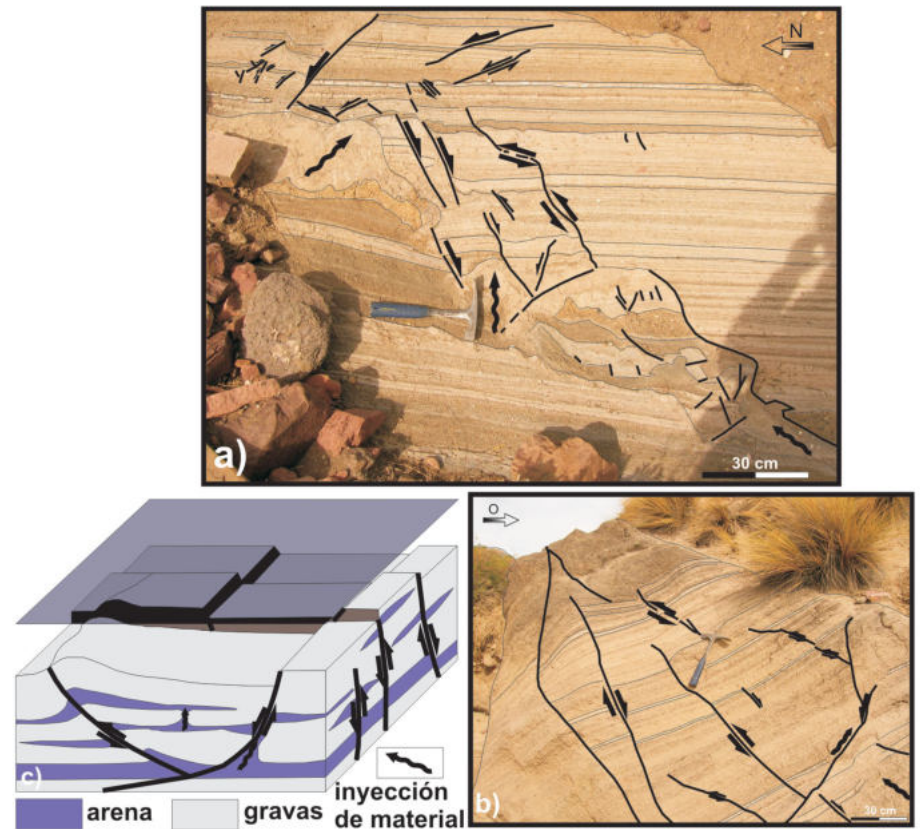


**Figura 6:** a) Vista hacia el norte de los depósitos lacustres del río Pichaihue con el cerro Huayquilán de fondo (véase ubicación en figura 1); b, c y d) Depósitos lacustres que muestran laminación contorneada a orillas del río Pichaihue, los que se interpretan como generados por fenómenos sísmicos.

sostienen que el fallamiento extensional e inverso es resultado de la baja susceptibilidad de licuefacción de los depósitos de grano grueso. En lo que respecta a la magnitud del evento sísmico generador de estas estructuras Rodríguez Pascua *et al.* (2000) manifiestan que es necesaria una magnitud alta para que se desarrollen este tipo de fenómenos en este tipo de sedimentos, por lo que este tipo de estructuras debe generarse durante fuertes terremotos con valores de magnitud  $M \geq 8$ . Por otra parte, Rodríguez Pascua *et al.* (2000) describen fenómenos de iguales características clasificados como bancos mezclados con fluidización, asociados a ambientes lacustres profundos y a eventos sísmicos de magnitud  $M \geq 5$ , que es el límite que proponen para que ocurra licuefacción. Moretti y Sabato (2007) sostienen que la deformación de los depósitos laminados puede ocurrir tanto por movimientos sísmicos como por sobrecarga, mientras que Rodríguez Pascua *et al.* (2000) sostienen que las estructuras de gravas fracturadas e intruidas solo pueden darse ante la presencia de un evento sísmico de gran magnitud.

A partir de los ejemplos expuestos en los trabajos de Perucca *et al.* (2008), Fortuin y Dabrio (2008), Chunga *et al.* (2008), Mörner (2005), Sims (1973) y Rodríguez Pascua *et al.* (2000), donde se han descrito depósitos con características similares, los depósitos lacustres someros del valle del Agua Fría y los depósitos licuefactados del río Pichaihue, han sido interpretados como sismitas.

La figura 8 muestra el mapa de actividad sísmica para el NO de la provincia de Neuquén en base al catálogo sísmico del INPRES (2002). Los eventos sísmicos fueron separados en dos categorías, corticales (0 - 40 km) y subcorticales (40 - 290 km) con miras a relacionar las evidencias de licuefacción en sedimentos con profundidades y magnitudes de los terremotos producidos en la zona. Posteriormente se unificó la escala de magnitudes a  $M_s$ , ya que en este catálogo al igual que el de la USGS se utiliza generalmente la escala de magnitudes de ondas de cuerpo  $M_b$ . Para



**Figura 7:** a) Depósitos lacustres marginales clasificados como gravas intruidas y fracturadas; b) el mismo depósito pero con diferente orientación; c) modelo tomado de Rodríguez Pascua *et al.* (2000) donde se muestra la génesis de las gravas intruidas y fracturadas, en el momento que un sismo alcanza la orilla de un lago

convertir estos valores se utilizaron las fórmulas propuestas por Twesigomwe (1996) que fueron desarrolladas para unificar el catálogo sísmológico de Uganda en base a los datos del catálogo sísmológico internacional (ISEC) de la USGS, de lo cual resulta que  $M_s = 2,04 M_b - 5,72$  con un Error =  $M_b 0,08 - 0,45$ .

## DISCUSIÓN

El registro de sismitas en este sector de los Andes no es privativo de la cuenca del Huecú, sino que se han descrito incluso en cuencas lacustres actuales en los alrededores. Bertrand *et al.* (2007) analizaron los sedimentos del lago Icalma (Fig. 1) a través del estudio de líneas sísmicas y testigos colectados del fondo de dicho lago. Este lago se encuentra a los 39° de latitud inmediatamente al sudoeste de la zona de

estudio, en territorio chileno. En este trabajo los autores demuestran que el fondo de este lago se encuentra afectado por múltiples eventos sísmicos registrados en sismitas a través de la columna sedimentaria, lo que llevó a una revisión de la actividad sísmica de la zona. Según estos autores desde los 1520 AD se estima que por lo menos 22 terremotos de magnitud  $>7$  se han registrado entre los 37° y los 42° de latitud sur. Bertrand *et al.* (2007) sostienen que sólo se obtienen registros de licuefacción cuando los eventos sísmicos superan magnitudes cercanas a 6. Es por esta razón que los autores postulan la existencia de estructuras del tipo slumps, homogenitas y turbiditas asociadas a la actividad sísmica de la región. Con el fin de datar estos eventos los autores colectaron una serie de testigos en diferentes ubicaciones del lago. El primer testigo fue obtenido sobre el



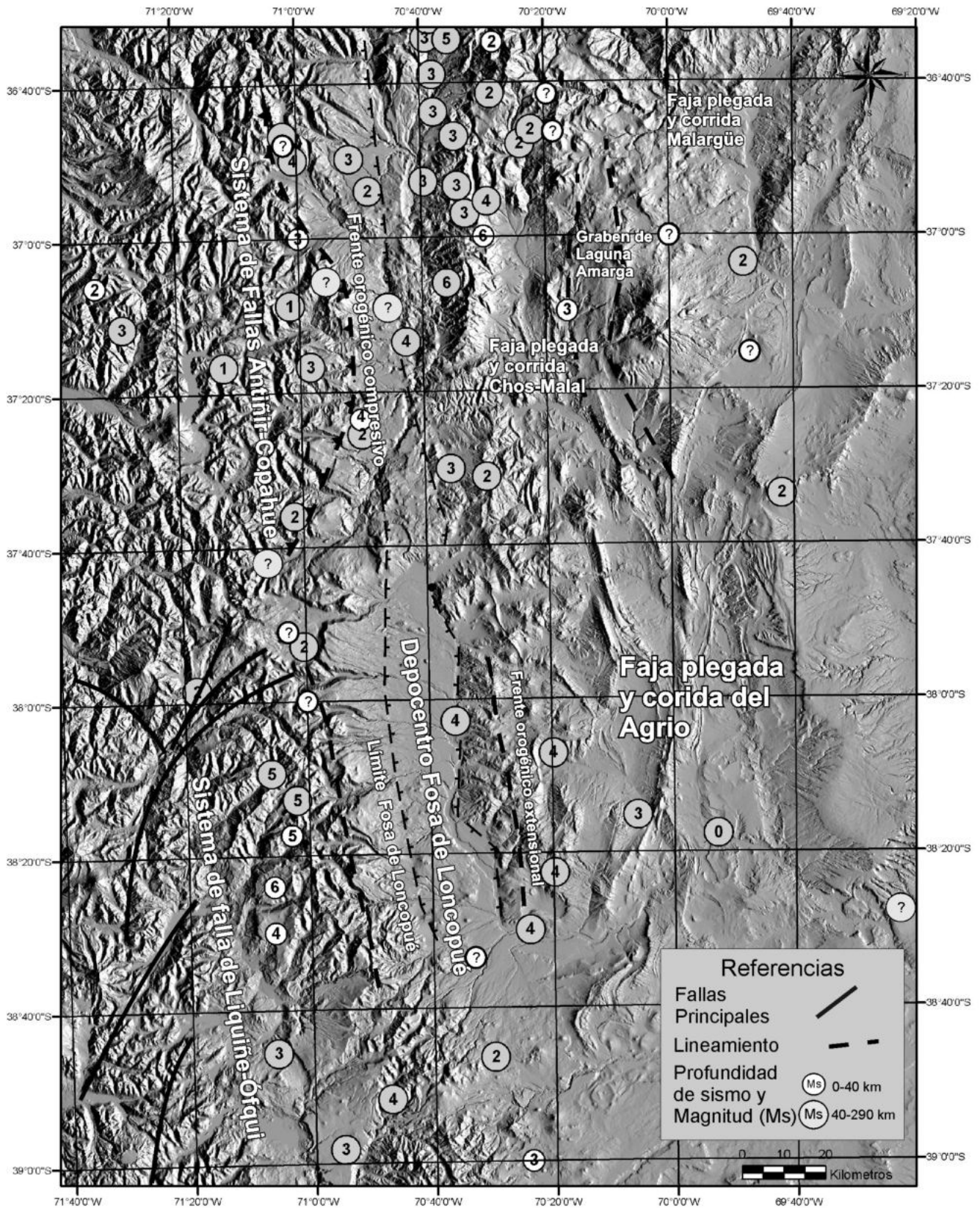


Figura 8: Mapa de la actividad sísmica instrumental registrada por el INPRES en los alrededores de la zona de estudio; los eventos sísmicos fueron ploteados sobre un *hillshade* realizado a partir de topografía SRTM con una resolución de 90 m.

sector somero del lago a una profundidad de 77,3 m, mientras que el segundo fue sacado en el sector central del lago a una profundidad de 134,7 m. En ambos testigos los autores reconocieron depósitos de *slumps* y obtuvieron edades de  $1200 \pm 200$  AD (1<sup>er</sup> testigo) y  $1400 \pm 50$  AD (2<sup>do</sup> testigo) utilizando dataciones Pb210. A su vez utilizando dataciones radiocarbón obtuvieron edades de  $1060 \pm 60$  AD (1<sup>er</sup> testigo) y  $1000 \pm 50$  AD (2<sup>do</sup> testigo). Para determinar los eventos sedimentarios más antiguos los autores utilizaron dataciones en base a isótopos de carbón y marcadores tefroestratigráficos. Otros eventos tales como homogenitas, vinculados a la actividad sísmica (datadas en 2200 cal AD) y turbiditas registradas en el testigo colectado en el sector somero del lago fueron datados en 4000 y 5000 a AD. Mientras que en el testigo colectado sobre el centro del lago se registró la presencia de turbiditas entre los 8000 y 7000 a AD.

Los mecanismos asociados a estas deformaciones sinsedimentarias, así como a las descritas en el presente trabajo son aun motivo de discusión. Moretti y Sabato (2007) analizaron los mecanismos de disparo para la deformación de depósitos lacustres en la cuenca de Saint Arcanuolo en el sur de Italia, comparando los efectos de la actividad sísmica y la sobrecarga de sedimentos, ya que ambos procesos pueden llevar a la licuefacción y fluidización de la columna sedimentaria. Estos autores sostienen que los depósitos lacustres son los mejores para determinar el mecanismo de disparo. El tipo de sismita presente en la zona de estudio, permitió llegar a la conclusión de que los *slumps* asociados a sismos se generan sobre superficies prácticamente horizontales ( $0,4^\circ/0,5^\circ$ ) y su génesis es sismo-inducida. Esta situación es comparable con el caso descrito en este trabajo donde las pendientes son mínimas.

En lo que respecta a los rangos de magnitud de sismos que podrían estar asociados a la génesis de sismitas se cuenta con una serie de estudios recientes. Singh y Jain (2007) analizaron los efectos de licuefacción y fluidización sobre depósitos lacus-

tres en la zona de los Himalayas, donde el régimen tectónico imperante es responsable de generar terremotos de grandes magnitudes ( $M > 5,5$  a  $M > 8$ ) mientras que las profundidades de sus epicentros focales rondan los 15 km. Estos eventos son suficientemente grandes y capaces de generar licuefacción. Estos rangos resultan mayores que la sismicidad registrada instrumentalmente en la zona. Sin embargo los valores más bajos son cercanos a los valores promedios hallados. Por otra parte, Obermeier (1998) sostiene que solo grandes terremotos pueden generar estos rasgos y contempla un rango de magnitudes  $M > 6-7$ , lo cual en principio atendería contra un origen sismo-inducido de las manifestaciones descritas en la cuenca del Huecú. De la misma manera, Mörner (2005) reconoce depósitos varvados en Suecia donde se desarrollaron estructuras de *sismo-slumps* asociadas a un evento sísmico de magnitud 7, y Sims (1973) en Obermeier (1996) describió la ocurrencia de pliegues con pequeña longitud de onda sobre los primeros 4-5 cm de sedimentos lacustres, e interpreta a los mismos como consecuencia de un terremoto de magnitud 6,5. Rodríguez Pascua *et al.* (2000) sostiene que se necesitan eventos de una magnitud  $\geq 5$  para que existan fenómenos de licuefacción en ambientes lacustres profundos. Mientras que se necesitaría una magnitud  $\geq 8$  para generar gravas intruidas y fracturadas. Los antecedentes descritos señalan magnitudes mayores a las registradas en esta zona andina para que puedan ocurrir estos fenómenos de licuefacción. Además los grandes terremotos de la zona de subducción, tal como el que tuvo epicentro en la zona del Maule del 27 de febrero de 2010 muestran que la energía llega notablemente atenuada al retroarco, lo cual podría explicar los depósitos generados por licuefacción (Fig. 1b).

Obermeier (1996) postula una serie de criterios para determinar los fenómenos de licuefacción asociados a terremotos y por ende definir la presencia de una sismita. El primer criterio consta en reconocer la presencia de características sedimentarias que sean consistentes con una licuefac-

ción sismo-inducida y por ello deben evidenciar la presencia de una fuerza dirigida (hacia la superficie o hacia las bocas alimentadoras de los diques de arena) que haya actuado en un corto período de tiempo. En el caso de las sismitas de los depósitos lacustres Mar Pequeño, la vergencia de las estructuras hacia el oeste evidencia la presencia de una fuerza dirigida que podría haber alimentado algún dique de arena ubicado aguas arriba de la intersección del río Agrío con el arroyo Ñorquín. El segundo criterio de Obermeier (1996) se basa en las características sedimentarias que deben ser coherentes con observaciones históricas que documenten procesos de licuefacción en ambientes físicos similares y de ser posible reconocer la existencia de mas de un rasgo de licuefacción sismoinducida (diques de arena, sedimentos venteados a superficie, etc.). El presente estudio muestra cierta diversidad de tipo de rasgos de licuefacción desde gravas intruidas y fracturadas del Agua Fría sobre la faja del Agrío hasta depósitos licuificados del río Pichaihue y cuenca del Huecú.

El tipo de sismitas presentes en los depósitos lacustres Mar Pequeño se desarrollaron en ambientes lacustres que han sido afectados por eventos sísmicos de variada magnitud, tal como ha sido documentado por Montenat *et al.* (2007), Obermeier (1996), Mörner (2005), Bertrand *et al.* (2007), Singh y Jain (2007), Owen (1996) y Moretti y Sabato (2007).

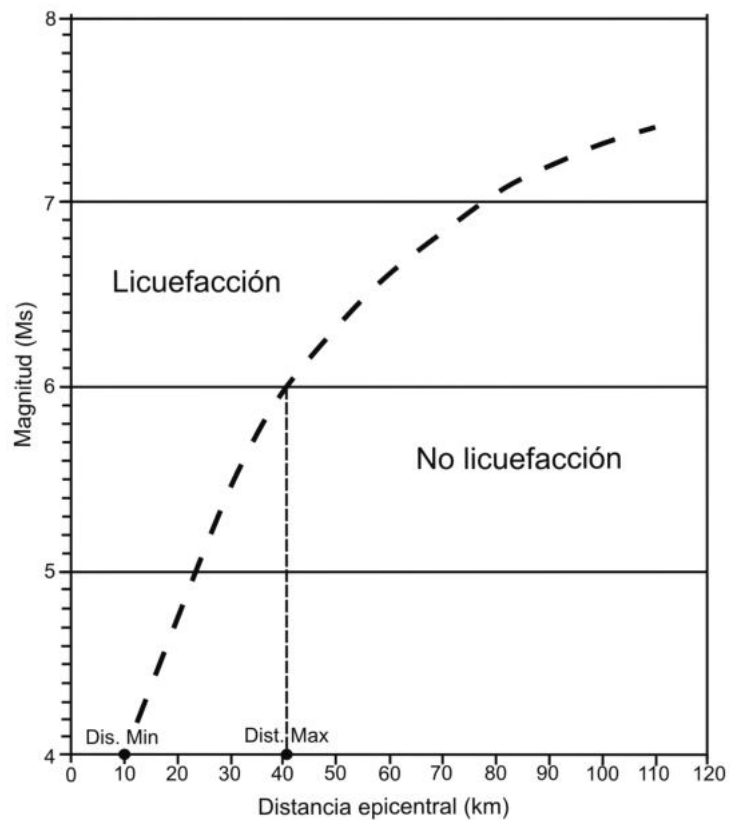
El tercer criterio que postula Obermeier (1996) habla de que estos fenómenos de licuefacción solo se dan en ambientes saturados en agua, tal como el descrito en el presente trabajo correspondiente a una gran cuenca lacustre, o a un conjunto de ellas. El cuarto consiste en que este tipo de fenómeno se registra en múltiples localizaciones preferentemente en un radio del orden de kilómetros y en ambientes geológicos similares. Tal como fuera expuesto por Bertrand *et al.* (2007) los sedimentos del lago Icalma no solo registran este tipo de deformación sino que los sedimentos fueron depositados en un ambiente análogo al de las sismitas de la unidad



Mar Pequeño. Así como los depósitos lacustres del río Pichaihue y las gravas intruidas y fracturadas localizadas en el valle del cerro Agua Fría. La edad propuesta para los materiales de los depósitos lacustres Mar Pequeño es cuaternaria y se basa en la formación de un lago como consecuencia de erupciones cuaternarias tal como fue señalado por Groeber (1928) y posteriormente por Rojas Vera *et al.* (2008a).

La estimación de la fuerza de un paleoterremoto puede interpretarse a partir de la relación que existe entre la deformación de los sedimentos blandos como pequeños pliegues recumbentes y la intensidad del terremoto (Obermeier 1996). Por otra parte Obermaier (1996) asocia la escala de intensidad modificada de Mercalli con fenómenos de licuefacción. El valor de esta escala se encuentra relacionado con una medida cuantitativa de cuanto daño causó un terremoto. Según Sims (1973) una intensidad de VI (MMI) es suficiente para generar deformaciones de pequeña escala como pliegues, pseudonodos, pliegues recumbentes y laminaciones contorneadas. A su vez Keefer (1984) manifiesta que el registro de licuefacción comienza con valores de V-VI (MMI). En función de estos distintos criterios, los valores de intensidad más favorables para que se registren fenómenos de licuefacción rondan los  $\geq VI$  y por lo tanto las sismitas de la unidad Mar Pequeño deberían haberse desarrollado en un rango de V-VII de intensidad (según la escala de Mercalli).

En referencia a las magnitudes de las ondas superficiales, Galli (2000) sostiene que los fenómenos de licuefacción más abundantes se registran a magnitudes mayores a 6,5 (Ms: magnitud de ondas superficiales) en sitios que a su vez muestren una alta susceptibilidad a este tipo de fenómenos. A pesar de ello, en base al registro histórico sismológico italiano, reconoce que es posible registrar licuefacciones durante terremotos moderados ( $>4,2$  Ms). Por otra parte en regiones donde la actividad sísmica es moderada se registraron procesos de licuefacción con magnitudes menores a 5,9 Ms. Este autor desarrolla una serie



**Figura 9:** Este gráfico empírico muestra la distancia que existe entre los rasgos de licuefacción superficiales y la distancia al epicentro. Sobre el mismo se plotearon la máxima y mínima magnitud registrada por el INPRES en los alrededores de la zona de estudio con el objeto de inferir la distancia de una potencial fuente local para generar los fenómenos de licuefacción observados. Modificado de Galli (2000).

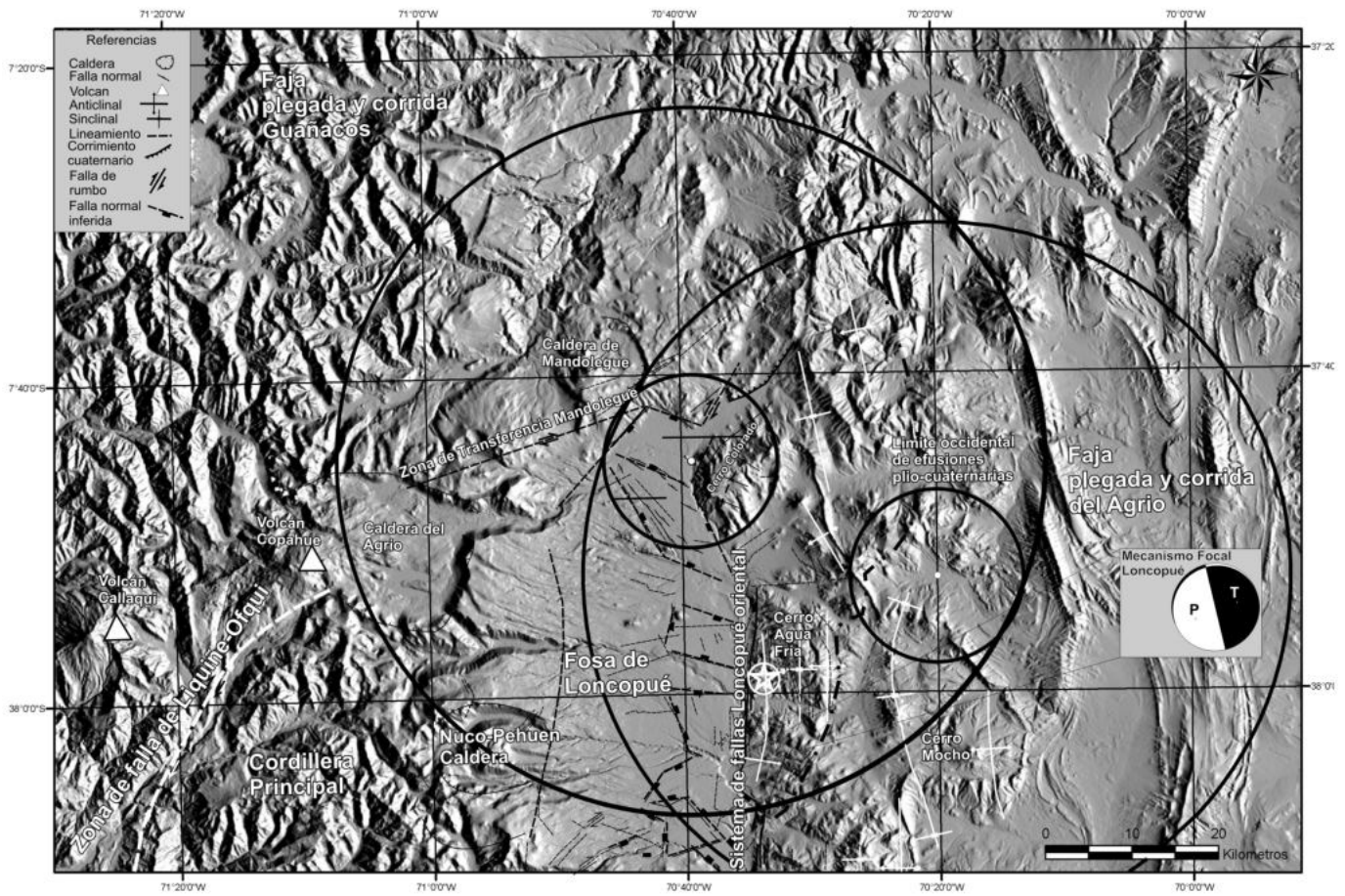
de ecuaciones empíricas asociando la distancia epicentral con los diversos parámetros de un terremoto (intensidad y magnitud).

La figura 9 muestra que el rango de magnitudes Ms para que se desarrollen fenómenos de licuefacción es de 4,2 a 7,2 según Galli (2000). De acuerdo al catálogo sismológico del INPRES (2002) la zona presenta eventos que abarcan magnitudes de 1 a 6 Ms, por lo que si se aplica el criterio de Galli (2000), para las sismitas de los depósitos lacustres Mar Pequeño y para las halladas sobre la faja del Agrio, éstas deberían haberse generado por algún evento sísmico que haya registrado como mínimo una magnitud de 4,2 (Ms) y como máximo una magnitud 6 (Ms), ya que el registro instrumental muestra que no existen magnitudes Ms mayores a 6 sobre la fosa de Loncopué (Fig. 6).

La figura 10 muestra dos círculos obteni-

dos a partir de los gráficos de Galli (2000) donde cada circunferencia representa la distancia mínima y máxima que podría haber existido entre el sismo y las sismitas halladas en los depósitos lacustres Mar Pequeño y las del río Pichaihue. La estructura o el evento sísmico que generó la licuefacción de los depósitos lacustres Mar Pequeño y de la zona de Pichaihue se podría localizar en algún sector de la intersección de las áreas definidas por estos círculos, asumiendo una génesis asociada a una fuente sismogénica común. Por otra parte las gravas intruidas y fracturadas del Agua Fría muestran la ocurrencia de un evento de magnitud  $\geq 8$ , localizado sobre el sistema de fallas de Loncopué oriental. Hemos tenido la oportunidad de aprender recientemente que la ocurrencia de megaterremotos ligados a la zona de subducción puede llegar a generar magnitudes de grado 6 en la zona de estudio de





**Figura 10:** Mapa estructural de la fosa de Loncopué y alrededores sobreimpuesto sobre un *hillshade* realizado a partir de topografía SRTM con una resolución de 90m. El punto blanco más occidental representa la ubicación de las sismitas de la unidad Mar Pequeño (sobre la fosa de Loncopué) y el más oriental las sismitas localizadas sobre la faja plegada y corrida del Agrio. La estrella representa la localización de las gravas intruidas y fracturadas del Agua Fria. Los círculos representan la mínima y máxima distancia al epicentro del sismo potencial que las podría haber originado aplicando la relación Galli (2000) y asumiendo una fuente sísmica local. ro de 2010 fuera del segmento de ruptura.

este trabajo, tal como ocurrió en febrero del 2010 (USGS 2010). De esta manera se infiere que el evento sísmico que generó las gravas intruidas y fracturadas del valle del Agua Fria tienen que ser de una fuente sísmogénica local, debido a su gran magnitud. Los indicadores paleosísmicos que registran fenómenos de licuefacción, pueden deberse tanto a megaterremotos acaecidos en la zona de subducción, como a la actividad paleosísmica del sistema de fallas de Loncopué oriental. Además, dicha zona coincide con la máxima actividad neotectónica en el área pedemontana, sugiriendo una probable génesis cortical para la ocurrencia de indicios de paleosismicidad registrados en los depósitos (Rojas Vera *et al.* 2008c).

### CONCLUSIONES

En el presente trabajo se evaluó la posibilidad de que exista actividad paleosísmica en la fosa de Loncopué. Para ello se evaluó la actividad sísmica instrumental del área en cuanto a magnitud y posición a partir de los datos suministrados en el catálogo de sismicidad del INPRES (2002), discriminando aquella de origen cortical con respecto a aquella de origen subcortical. Con miras a discutir la paleosismicidad de la zona se analizó el registro sedimentario cuaternario de las principales cuencas lacustres conformadas en la fosa de Loncopué y faja plegada y corrida del Agrio. La sección superior del relleno de la cuenca del Huecú como depocentro integrante de la fosa de Loncopué, mues-

tra el registro de al menos un evento sísmico postglaciaro, que generó la licuefacción de depósitos lacustres. Otro evento de similares características se ha identificado en los depósitos lacustres alojados en el cauce del río Pichaihue en el sector interno de la faja plegada y corrida del Agrio. Mientras que sobre el valle del Agua Fria se encontraron depósitos de gravas intruidas y fracturadas que marcan la existencia de eventos sísmicos de una importante magnitud. Teniendo en cuenta las máximas magnitudes registradas para sismos locales del orden de 6 Ms en el catálogo sísmológico del INPRES (2002), y aceptando las premisas de que una fuente sísmogénica local es la encargada de producir las licuefacciones observadas y que la misma es común

para las ocurrencias descriptas, dos círculos son indicados, marcando la distancia mínima y máxima a la fuente potencial siguiendo la fórmula propuesta por Galli (2000). La intersección de las áreas de ocurrencia de los eventos paleosísmicos registrados en la cuenca del Huecú y la faja plegada y corrida del Agrio, coincide con la zona de actividad neotectónica identificada en el área Rojas Vera *et al.* (2008c) donde se localiza el sistema de fallas oriental de Loncopué. Esta zona coincide espacialmente con la ocurrencia de las gravas intruidas y fracturadas del Agua Fría que implicarían un evento de magnitud  $\geq 8$ . Como ha sido discutido, no se descarta una fuente remota, a partir del desarrollo del megaterremoto con epicentro en el Maule del 27 de febrero de 2010 donde las magnitudes registradas en el retroarco pueden alcanzar a explicar los fenómenos de depósitos licuefactados. La existencia de las sismitas de los depósitos lacustres Mar Pequeño, junto con los bancos mezclados y fluidizados de la faja plegada y corrida del Agrio, y las gravas intruidas y fracturadas del valle del Agua Fría constituyen los primeros registros de actividad paleosísmica del retroarco neuquino. Por otra parte, el sistema de fallas de Loncopué oriental, integrado por fallas transtensionales afectando el límite entre la faja plegada y corrida del Agrio y la fosa de Loncopué también podría ser la fuente sismogénica generadora de estas estructuras paleosísmicas. Registrando magnitudes de  $\geq 5$  a  $\geq 8$ , las cuales superan al registro instrumental actual sobre el área de estudio.

#### AGRADECIMIENTOS

Se agradece a los doctores Laura Perucca y Ricardo Astini por sus valiosas correcciones, este trabajo fue financiado por el proyecto PICT 20082142.

#### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Bertrand, S., Charlet, F. y Chapron, E. 2008. Reconstruction of the Holocene seismotectonic activity of the southern Andes from seis-

- mites recorded in Lago Icalma, Chile, 39°S. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 259: 301-322.
- Chunga, K., Livio, F., Michetti, A.M. y Serva, L. 2008. Synsedimentary deformation of Pleistocene glaciolacustrine deposits in the Albese con Cassano Area (Southern Alps, Northern Italy), and possible implications for paleoseismicity. *Sedimentary Geology* 196: 59-80.
- Folguera, A. y Ramos, V.A. 2000. Control estructural del volcán Copahue (38°S-71°O): implicaciones tectónicas para el arco volcánico cuaternario (36°-39°S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55: 229-244.
- Folguera, A., Ramos, V.A., Hermanns, R.L. y Naranjo J. 2004. Neotectonics in the foothills of the southernmost central Andes (37°-38°S) Evidence of strike-slip displacement along the Antñir-Copahue fault zone. *Tectonics* 23: TC5008, doi:10.1029/2003TC001533.
- Folguera, A., Ramos, V.A., González Díaz, E. y Hermanns, R. 2006. Miocene to Quaternary deformation of the Guañacos fold-and-thrust belt in the Neuquén between 37°S and 37°30'S. En Kay, S.M. y Ramos V.A. (eds.) *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén basin (35°-39°S lat)*. The Geological Society of America, Special Paper 407: 274-266.
- Fortuin, A.R. y Dabrio C.J. 2008. Evidence for Late Messinian seismites, Nijar Basin, south-east Spain. *Sedimentology* 55: 1595-1622.
- Galli, P. 2000. New empirical relationships between magnitude and distance for liquefaction. *Tectonophysics* 324: 169-187.
- García Morabito, E. y Folguera, A. 2005. El alto de Copahue - Pino Hachado y la fosa de Loncopué: un comportamiento tectónico episódico, Andes neuquinos (37°-39°S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60: 742-761.
- Groeber, P. 1928. Traslado del vulcanismo de la falda oriental de la cordillera hacia la ladera occidental. *Anales de la Sociedad Argentina de Estudios Geográficos (GAEA)* 3 (1): 210-218.
- Harvard CMT catalog (<http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>)
- INPRES 2002. Listado de sismos emitido el 3 de diciembre del 2002. Instituto Nacional de Prevención Sísmica, San Juan.
- Keefer, D.K. 1984. Landslides caused by earthquakes. *Geological Society America Bulletin* 95: 406-421.
- Linares, E. y González, R.R. 1990. Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina 1957-1987. Asociación Geológica Argentina, Publicaciones Especiales, Serie B (Didáctica y Complementaria) 19: 1-628, Buenos Aires.
- Linares, E., Ostera, H.A. y Mas, L. 1999. Cronología Potasio-Argón del complejo efusivo Copahue-Caviahue, Provincia de Neuquén: *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 54: 240-247.
- Melnick, D. Rosenau, M., Folguera, A. y Echtler, H. 2006. Neogene Tectonics of the Western flank of the Neuquén Andes, 37°-39°30'S. En Kay, S.M. y Ramos V.A. (eds.) *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén basin (35°-39°S lat)*. The Geological Society of America, Special Paper 407: 73-95.
- Montenat, C., Barrier, P., d'Estevou, O.P. y Hibsich, C. 2007. Seismites: An attempt at critical analysis and classification. *Sedimentary Geology* 196: 5-30.
- Moretti, M. y Sábato, L. 2007. Recognition of trigger mechanisms for soft-sediment deformation in the Pleistocene lacustrine deposits of the Sant Arcangelo Basin (Southern Italy): Seismic shock vs overloading. *Sedimentary Geology* 196: 31-45.
- Mörner, N.A. 2005. An interpretation and catalogue of paleoseismicity in Sweden. *Tectonophysics* 408: 265-307.
- Obermeier, S.F. 1996. Use of liquefaction-induced features for paleoseismic analysis. An overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleoearthquakes. *Engineering Geology* 44: 1-76.
- Obermeier, S.F. 1998. Liquefaction evidence for strong earthquakes of Holocene and latest Pleistocene ages in the states of Indiana and Illinois, USA. *Engineering Geology* 50: 227-254.
- Owen, G. 1996. Experimental soft-sediment deformation: structures formed by the liquefaction of unconsolidated sands and some ancient examples. *Sedimentology* 43: 279-293.
- Perucca, L.P., Perez, A.M., Moreiras, S.M. y Bracco, A. 2008. Análisis del campo de esfuerzos en una secuencia lacustre de Precordillera Oriental, San Juan- Mendoza. *Revista de la*

- Asociación Geológica Argentina 63: 223-232.
- Pesce, A.H. 1989. Evolución volcánico-tectónica del Complejo Efusivo Copahue-Caviahue y su modelo térmico preliminar. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 54: 307-327.
- Radic, J., Rojas, L., Carpinelli, A. y Zurita, E. 2002. Evolución tectónica de la cuenca terciaria de Cura-Mallín, Región cordillerana chileno argentina (36° 30' 39° 00' S). 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 233-237, El Calafate.
- Ramos, V.A. 1977. Estructura de la Cuenca Neuquina: 7o Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 98-118, Neuquén.
- Ramos, V. y Folguera, A. 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. En Spalletti, L., Veiga, G., Schwarz, E. y Howell, A. (eds.) *The Neuquén Basin: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. The Geological Society, Special Publications 252: 15-35, London.
- Rapela, C. y Llambías, E. 1985. La secuencia andesítica terciaria de Andacollo, Neuquén, Argentina. 4o Congreso Geológico Chileno, Actas 4: 458-488, Antofagasta.
- Rodríguez-Pascua, M.A., Calvo, J.P., de Vicente, G. y Gómez-Gras, D. 2000. Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in lacustrine sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and their potential use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene. *Sedimentary Geology* 135: 117-135.
- Rojas Vera, E., Folguera, A. y Ramos, V.A. 2008a. Estratigrafía del sector central de la cuenca de Loncopué: El depocentro cuaternario del Huecú (sector occidental de la cuenca neuquina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65: 400-412.
- Rojas Vera, E., Folguera, A., Gímenez, M., Martínez, P., Ruiz, F. y Ramos, V.A. 2008b. Evolución tectónica de la fosa de Loncopué: Estructura del depocentro cuaternario del Huecú y su relación con la sedimentación y el volcanismo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64: 214-230.
- Rojas Vera, E., Folguera, A., Zamora Valcarce, G. y Ramos, V.A. 2008c. The Loncopué Trough: a major orogenic collapse at the western Agrio fold and thrust belt (Andes of Neuquén, 36°40' - 38°40' S). 7th International Symposium on Andean Geodynamics, Extended Abstracts: 461-464, Nize.
- Rovere, E., Caselli, A., Tourn, S., Leanza, H.A., Hugo, A., Folguera, A., Ecosteguy, L. y Geuna, S. 2000. Hoja geológica Andacollo (3772-IV). Carta geológica de la Republica Argentina, escala 1:250.000, Mapa Preliminar, SEGEMAR, Buenos Aires.
- Sims, J.D. 1973. Earthquake-induced structures in sediments of Van Norman Lake, San Fernando, California. *Science* 182(4108): 161-163.
- Singh, S. y Jain, A.K. 2007. Liquefaction and fluidization of lacustrine deposits from Lahaul-Spiti and Ladakh Himalaya Geological evidences of paleoseismicity along active fault zone. *Sedimentary Geology* 196: 47-57.
- Twesigomwe, E.M. 1997. Seismic hazards in Uganda. *Journal of African Earth Sciences*, 24:183-195.
- USGS Shakemaps 2010. <http://earthquakes.usgs.gov/earthquakes/shakemap/>.
- Vergani, G., Tankard, A., Belotti, H. y Welsnik, H. 1995. Tectonic Evolution and Paleogeography of the Neuquén basin. En Suárez, A.J., Sorucco, R. y Welsnik, H.J. (eds.) *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 383-402, Tulsa.
- Youd, T.L. 1973. Liquefaction, flow, and associated ground failure. US Geological Survey Circular 688, 12 p., Washington.

Recibido: 14 de agosto, 2008

Aceptado: 26 de agosto, 2010