

Geología y fracturas en la estructura San Pedro, sierra del Alto Río Seco, Sierras Subandinas, provincia de Salta

Leandro DI MARCO

Laboratorio de Tectónica Andina, Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria. Pab. II. CP 1428. Buenos Aires. E-mail: leandrodimarco@argentina.com

RESUMEN. La estructura San Pedro se encuentra en el sector central-septentrional de la unidad morfo-estructural de Sierras Subandinas. Su columna estratigráfica está caracterizada por una compleja historia geológica en la que se superponen varias cuencas sedimentarias con distinto origen, con un relleno total de más de 10.000 m de espesor y desarrolladas en diferentes edades geológicas y bajo distintos ambientes. El yacimiento San Pedrito (niveles devónicos), ubicado en el bloque Acambuco de la cuenca de Tarija puede ser estudiado en principio como un reservorio naturalmente fracturado por el carácter del fracturamiento y fallamiento que presentan las rocas reservorio. Siguiendo esta dirección de pensamiento, se realizó un estudio de fracturas, concentrando la atención en las Formaciones Las Peñas y San Telmo para luego intentar una posible vinculación con las unidades de subsuelo que componen las rocas reservorios del yacimiento San Pedrito.

El solapamiento de las zonas de mayor intensidad de fracturas en superficie con las que presentan los mayores valores de producción acumulada del yacimiento San Pedro (niveles carboníferos) demuestra que la deformación sufrida por todo el carbonífero como un solo paquete unitario fue desarrollada en forma coherente. Y que si bien los depósitos carboníferos pueden presentar discontinuidades menores, la deformación tectónica no llegó a desacoplar mecánicamente los depósitos del Carbonífero superior e inferior. Las fracturas perpendiculares a la estructura (Tipo I) hallan sus valores de mayor intensidad en las secciones cretales, y las paralelas a la estructura (Tipo II) lo hacen en las secciones del limbo frontal. Este último juego guarda una próxima relación con la curvatura modelada y con los datos de producción acumulada de los pozos pertenecientes al yacimiento San Pedro.

Palabras clave: *Sierras Subandinas, Cuenca de Tarija, reservorios naturalmente fracturados.*

ABSTRACT. *Geology and fractures in the San Pedro Structure, Sierra Alto del Río Seco, Sierras Subandinas, Province of Salta.* The San Pedro structure is located at the north-central section of the Subandean Ranges morphostructural unit. Its stratigraphic column is characterized by a complex geologic history and a over position of a different origins sedimentary basins, with a total backfill of more than 10,000 m developed at different geological ages and under different environments. The San Pedrito reservoir (Devonian levels) located at the Acambuco Block of the Tarija Basin can be studied like a naturally fractured reservoir due to the fracturing and faulting features present in the the anticline core. A fracture study has been done, focused on Las Peñas and San Telmo Formations outcrops to analyze the links with subsurface units (Carboniferous basal levels) which compose the reservoir rocks of the San Pedro field.

The overlap of major zones of intense fractures on surface with high accumulated production values permit to postulate that the deformation affected all Carboniferous deposits like a single package developed in a consistent way. The Carboniferous deposits may show minor discontinuities but the tectonic stress does not decouple the upper and lower Carboniferous deposits. The orthogonal fractures (type I) have their major intensity values at the ridge sections and the parallel fractures (type II) have their mayor intensity values at the forelimb sections. This last set keeps a close relationship with the bend fold model and to the accumulated production of the San Pedro Oil field.

Key words: *Subandean Ranges, Tarija basin, naturally fractured reservoir.*

Introducción

El presente trabajo tiene como objetivo primario convertirse en un positivo aporte al conocimiento científico y geológico de la sierra del Alto Río Seco, en particular de la estructura San Pedro, intentando desarrollar un modelo coherente el cual pueda ser aplicado en estudios futuros.

Se busca así también profundizar aún más en lo que se conoce como reservorios naturalmente fracturados adaptando los modelos vigentes a esta zona en particular

dado que han cobrado, este tipo de reservorios, en los últimos años una notoria significación tanto en la comunidad científica como en el entorno empresarial a razón de lograr mover los presentes límites que cierran o dificultan el acceso a la exploración y explotación de hidrocarburos.

Estos habían sido englobados en los llamados yacimientos no convencionales y componen hoy en día un importante foco de atención para la exploración de hidrocarburos.

Ubicación

La estructura San Pedro, perteneciente a la sierra del Alto Río Seco se encuentra ubicada en la provincia geológica de Sierras Subandinas, a la latitud de la ciudad de Tartagal, próxima a la frontera con Bolivia. Se halla emplazada en la localidad de Aguaray del departamento General José de San Martín, del cual Tartagal es ciudad cabecera, dentro de la provincia de Salta.

El estudio abarca la región comprendida entre los 22° 17' 30" y 22° 29' 30" de latitud sur, y entre los 63° 57' 8" y los 64° 2' 50" de longitud oeste. Esto representa un área aproximada de 220 km² (Fig. 1).

Marco tectónico

La estructura San Pedro se encuentra en el sector central-septentrional de la unidad morfoestructural de las Sierras Subandinas, considerando solamente la porción argentina de las mismas. Éstas componen una faja plegada y corrida de tipo epidérmica (*thin skinned*) (Ramos, 1999a) con vergencia hacia el este, con una inclinación de despeque basal de 2,5° hacia el noroeste aproximadamente (Aramayo Flores 1999).

Se halla en contacto tectónico, por el oeste, con la Cordillera Oriental, mediante el Corrimiento Andino Principal (*Main Andean Thrust*). Hacia el sur limita con el Sistema de Santa Bárbara y por el este limita con la cuenca Chaco-Paranense.

En toda esta zona del noroeste argentino se da una de las mayores anchuras en la faja de deformación de la Argentina. Los esfuerzos compresivos son transmitidos hasta alcanzar los 700 u 800 km desde la trinchera oceánica hasta el frente de deformación orogénica ubicado en la porción más oriental de las Sierras Subandinas (Ramos 1999a).

Este hecho puede explicarse mediante la edad de la corteza oceánica que está siendo subducida a las mismas latitudes en el margen convergente de la placa tectónica Sudamericana. La corteza oceánica más antigua posee una temperatura menor que la corteza más joven, por lo que las primeras podrán penetrar de una forma más rígida por debajo de la litósfera continental transmitiendo eficientemente los esfuerzos.

Sumado a esto prevalecen desde el Mioceno superior entre los 22° y 26° S, condiciones tectónicas típicas de desarrollo de un régimen de subducción normal, en donde la placa Nazca subducida alcanza valores de inclinación de 30° (Isacks 1988).

Estratigrafía

La columna estratigráfica de la región y alrededores (Fig. 2) está caracterizada por una compleja historia geológica en la que se superponen varias cuencas sedimentarias con distinto origen, desarrolladas en diferentes edades geológicas y bajo distintos ambientes.

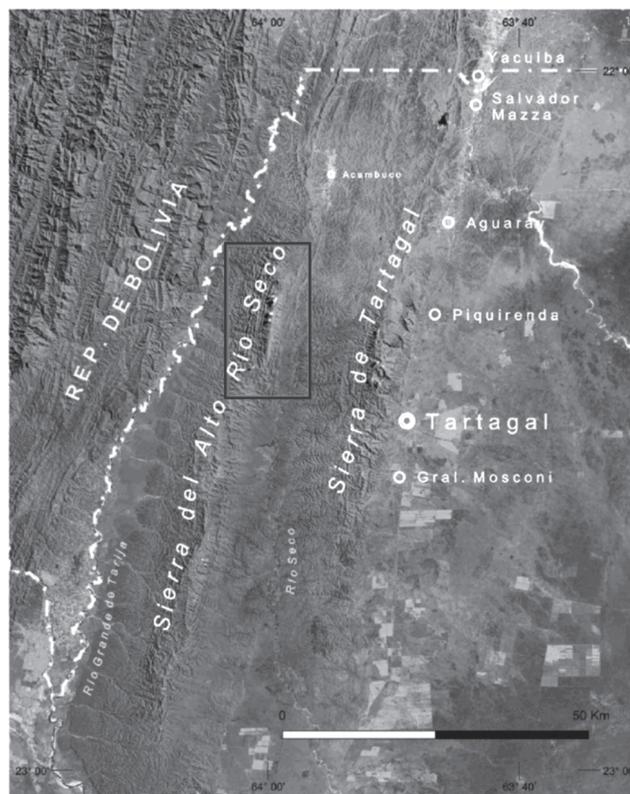


Figura 1: Mapa de ubicación.

Estas cuencas se encuentran separadas por eventos de erosión o no depositación y cuentan con un relleno total de más de 10.000 m de espesor que se apoya en discordancia sobre un zócalo o basamento presilúrico no deformado. Abarcan rocas sedimentarias de edades que van desde el Silúrico hasta el Holoceno y pueden ser subdivididas en grandes ciclos sedimentarios (Fig. 3).

Supersecuencia cinco picachos

Formación Zapla

La Formación Zapla (Schlagintweit 1943), adjudicada al Ordovícico-Silúrico inferior, es la unidad basal de este ciclo y está compuesta mayormente por diamictitas de color gris oscuro con matriz arenosa y pobremente estratificadas; con bloques dispersos de hasta 70 cm de diámetro procedentes según Aceñalozza *et al.* (1999) de rocas metamórficas y graníticas. Se reconocen también niveles de areniscas intercalando las diamictitas.

Formación Lipeón

La Formación Lipeón (Bonarelli 1921, Schlagintweit 1937 y 1943), presenta un espesor máximo del orden de los 1600 m, pero lo más común y representativo son sus términos intermedios de 600 a 900 m de potencia.

| ERA | PERÍODO | ÉPOCA | PISO | GRUPO O SUPER SECUENCIA | | FORMACIÓN | LITOLOGÍA | |
|-----------|-------------|----------------|----------------|-------------------------|----------------|--|---|--|
| | | | | | | | | |
| CZ | TERCIARIO | NEÓGENO | Plioceno | ORÁN | CHACO SUPERIOR | TSS | GUANDACAY | Gruesos conglomerados intercalados por tobas blancas, areniscas y limolitas pardo rojizas. |
| | | | Mioceno | | CHACO INFERIOR | TSM | TARIQUIA | Areniscas y limolitas arenosas de color castaño claro y estratificación paralela entrecruzada, intercaladas por algunos niveles de pelitas laminares y tobas grises. |
| | | PALEÓGENO | Oligoceno | | | TSI | YECUA | Pelitas de color castaño con estratificación masiva a laminar y con algunos bancos de areniscas, limolitas y niveles de anhidrita. |
| | | | | | | | TRANQUITAS | Areniscas de color castaño, verde amarillento, moderadamente cohesivas, con intercalaciones de pelitas verdes y rojas, y lag conglomerádico basal. |
| MZ | J | SUPERIOR | Kimmeridgiano | TACURÚ | | ICHOA | Areniscas rojas, finas a medianas con estratificación entrecruzada. | |
| | T | INFERIOR | Scythiano | | | CASTELLON | Areniscas calcáreas con intercalaciones de pelitas y margas. | |
| PZ | P | CISURALIANO | Kunguriano | CUEVO | | TAPECUA | Areniscas de color rojo a castaño, con algunos niveles de pelita. | |
| | | | | | | IPAGUAZU | Pelitas y margas con intercalación de areniscas y niveles de yeso. | |
| | | | Artinskiano | | | VITIACUA | Calizas intercaladas con limolitas grises y rosadas. | |
| | CARBONIFERO | PENNSYLVANIANO | Westfaliano | MANDIYUTÍ | | | CANGAPI | Areniscas medianas a finas, amarillentas, rosadas y verdosas, con cierto entrecruzamiento y aspecto sacaroide. |
| | | | | | | | SAN TELMO | Miembro Caiguami: fangolitas diamicíticas rojizas, tabulares, con intercalación de areniscas claras, medianas a finas y pelitas. |
| | | MISSISSIPIANO | Namuriano | MACHARETÍ | | | TARIJA | Miembro Chimeo: areniscas gruesas a finas de color castaño rojizo. |
| | | | Viseano | | | | LAS PEÑAS | Miembro Yaguacua: pelitas laminadas y estratificadas, gris, castaño y negro, con ligeras intercalaciones de areniscas. |
| | | | | | | ITACUAMI | Areniscas castaño amarillento, medianas, con intercalación irregular de conglomerados y pelitas. | |
| | | | | | | TUPAMBI | Areniscas lentiformes, medianas, con estratificación plana y en artesa, laminación ondulítica y maciza. | |
| | DEVÓNICO | SUPERIOR | Frasniano | AGUARAGÜE | | | IQUIRI | Areniscas de color gris, laminada y fisil, con presencia de cadillitos. |
| Givetiano | | | | | | LOS MONOS | Areniscas blanquecinas de finas a conglomerádicas con intercalaciones de pelitas y diamicíticas. | |
| MEDIO | | Eifeliano | | | | HUAMAMPAMPA | Intercalación de lutitas gris oscuro a negro con areniscas ortocuarcíticas. | |
| | | | | | | ICLA | Lutitas gris oscuro a negro, laminares a fisiles, micáceas, bituminosas con delgadas y poco numerosas intercalaciones de areniscas y limolitas. | |
| INFERIOR | | Emsiano | LAS PAVAS | | | PORONGAL | Areniscas cuarcíticas, gris, con intercalación de limolitas y arcillitas gris oscuro. | |
| | | Pragian | | | | BARITÚ | Limolitas y arcillitas, gris, compactas con intercalación de areniscas cuarcíticas grises a blancas. | |
| SILÚRICO | SUPERIOR | Pridoliano | CINCO PICACHOS | | | LIPEÓN | Areniscas gruesas, gris claro a verde claro, con intercalación de niveles conglomerádicos oligomicticos y delgados bancos de pelita. | |
| | | Ludloviano | | | | ZAPLA | Areniscas cuarcíticas finas, gris claro a verde claro, con intercalaciones pelíticas. | |
| | Wenlockiano | | | | | Limolitas y fangolitas con intercalación de wackes micáceos. | | |
| | INFERIOR | Llandoveryano | | | | | Limolitas y fangolitas pardo a gris claro. | |
| | | | | | | | Areniscas micáceas con intercalación de niveles ferríferos. | |
| | | | | | | | Diamictitas de color gris oscuro con matriz arenosa. | |

Figura 2: Columna estratigráfica regional.

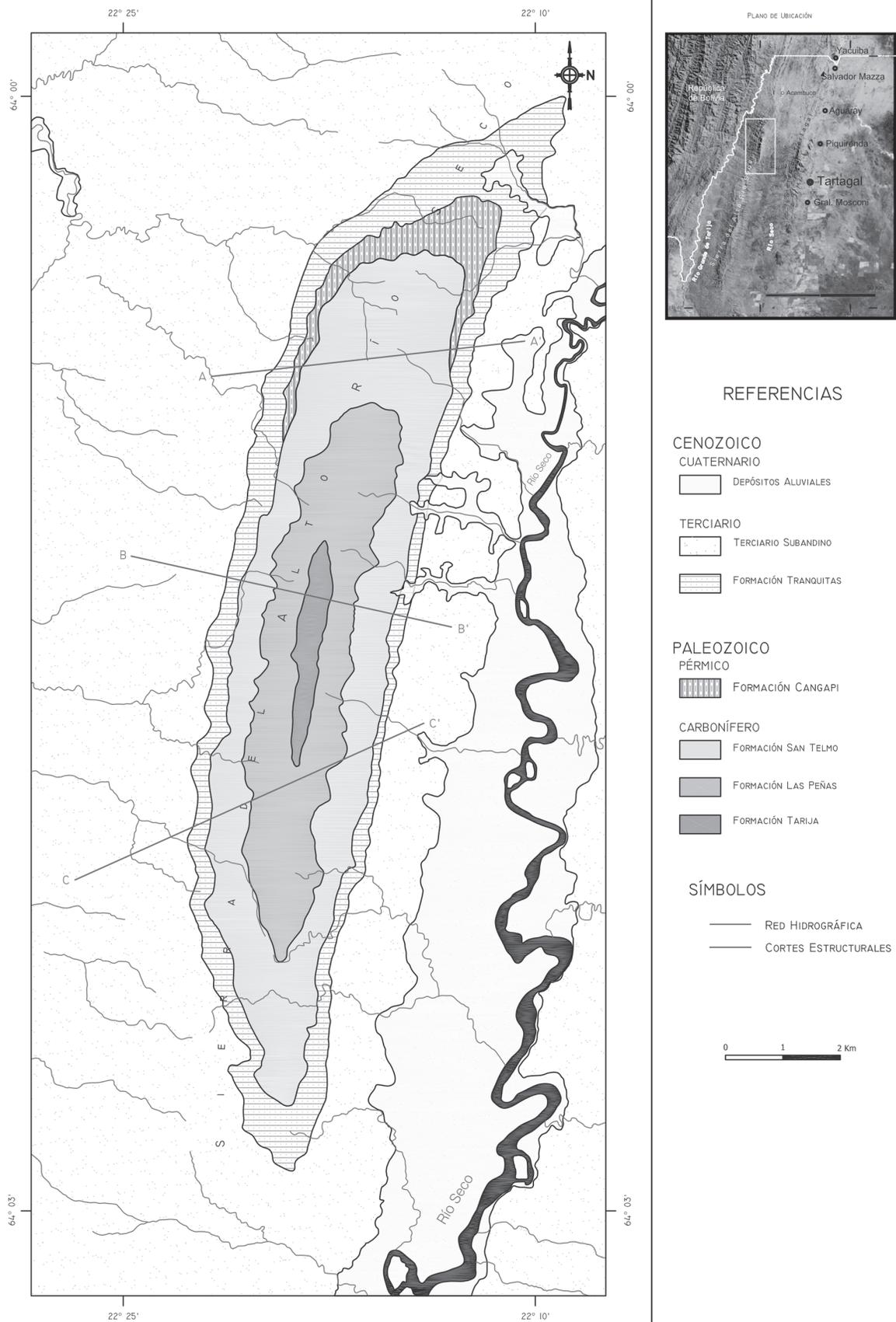


Figura 3: Mapa geológico de la sierra de Alto Río Seco, Salta.

Litológicamente se trata de sedimentitas de que comienzan con areniscas micáceas de grano fino y de color gris verdoso en las que se intercalan dos, tres y cuatro niveles ferríferos, dependiendo la zona, con espesores de 1 a 4 m de potencia; siguen con limolitas y fangolitas, y luego con *wackes* intercalados por limolitas.

Formación Baritú

La Formación Baritú (Schlaginweit 1937) está compuesta por areniscas cuarcíticas finas con intercalaciones pelíticas (Starck 1999b). Las areniscas son algo micáceas y presentan colores claros, amarillo o gris verdoso. Se encuentran bien estratificadas y con notable manifestación de estructuras primarias. Se apoya normalmente sobre la Formación Lipeón mediante un pasaje transicional de facies de plataforma distal a proximal con el aumento de depósitos de tormenta (Vistalli 1999).

Formación Porongal

Hacia el techo de la Formación Baritú no sólo aumenta la participación de asociaciones de facies costera y continental, sino también la granulometría de facies conglomerádicas; y esta intercalación transicional de niveles conglomerádicos oligomícticos, que se vuelven más frecuentes y más espesos, definen la Formación Porongal (Russo 1954) con una potencia cercana a los 600 metros.

Supersecuencia Las Pavas

Formación Icla

La Formación Icla queda comprendida dentro de las Areniscas Pescado así definidas por Russo (1954) se apoya sobre la secuencia anterior mediante una importante superficie de inundación perfectamente identificable tanto en superficie como en subsuelo (Starck 1999b), sumando un espesor aproximado de 500 m. Está compuesta por dos ciclos granocrecientes que comienzan con limolitas y arcilitas, grises y compactas, muy bioturbadas, que indican un ambiente depositacional correspondiente a plataforma distal; y finalizan, cada uno, con un cuerpo de areniscas de color gris claro a blanquecino, cuarcíticas, y silicificadas, de menos de 100 m de espesor (Lúquez *et al.* 2002).

Formación Huamampampa

La Formación Huamampampa corresponde a la sección superior de las Areniscas Pescado, y se deposita en forma concordante y transicional sobre la formación infrayacente. Compone un paquete sedimentario de unos 350 a 500 m de espesor donde se intercalan cuerpos de cuarcitas, grises, de grano fino y buena selección; con limolitas, grises

y compactas, bien diferenciados (Lúquez *et al.* 2002).

Supersecuencia Aguaragüe

Formación Los Monos

La Formación Los Monos forma la sección basal de lo que Russo (1954) denominó Lutitas Cerro Piedras y en el subsuelo de la zona de estudio se encuentran espesores cercanos a los 1000 m. Está compuesta por una sucesión de lutitas de color gris oscuro a negro, laminares a fisiles, muy micáceas, bituminosas o carbonosas con aditamentos variables de areniscas y limolitas que aparecen en bancos individuales muy delgados (Mingramm y Russo 1972).

Formación Iquiri

Hacia el tope de la Formación los Monos comienzan a dominar unas areniscas ortocuarcíticas que en los casos en que la discordancia precarbonífera fue poco severa logran un respetable desarrollo. Estas areniscas han recibido el nombre de Formación Iquiri en subsuelo y en Bolivia, país en el que presenta mayor desarrollo. Comparten la localidad de sus afloramientos tipo con la Formación Los Monos componiendo la sección cuspidal de las Lutitas Cerro Piedras.

Grupo Macharetí

Formación Tupambi

La Formación Tupambi fue definida por White (en Padula y Reyes 1958) y su litología esta compuesta, en forma predominante, por areniscas con tonalidades blanquecinas, que varían desde finas hasta, a veces, conglomerádicas. Los bancos se disponen en ciclos granocrecientes con laminación ondulítica que varía de base a techo a estratificación entrecruzada (Azcuay y di Pasquo 1999). Según Mingramm y Russo (1972), en la porción basal de la unidad, estos ciclos comienzan con finas intercalaciones de pelitas y diamictitas con frecuentes deformaciones sinsedimentarias que avanzan hasta la porción media, en donde se hacen representativas las capas arenosas. En las sección superior las pelitas toman el predominio interdigitándose lateralmente con capas arenosas.

Formación Itacuamí

Padula y Reyes (1958) nombraron como Formación Itacuamí a la unidad pelítica reconocida por White en Bolivia y denominada T2 por Harrington. Esta unidad presenta un rango estratigráfico discutido. Para algunos autores tiene categoría de formación (Reyes 1972), para otros quedaría incluida en la sección basal de la Formación Tarija (Starck *et al.* 1993) relacionada con un relieve

parcialmente colmatado donde los períodos de mayor tranquilidad habrían permitido la depositación de las arcillas (Azcuy y di Pasquo 1999). Si bien en este apartado se los diferencia como formación, en la confección de los cortes estructurales se utilizó el concepto de Starck *et al.* (1993) por presentar menor complejidad.

Su litología está mayoritariamente compuesta por pelitas de color gris oscuro, laminadas y con notable fisilidad (Starck 1999b), puede presentar niveles arenosos intercalados pero son más bien raros y poco frecuentes. En cambio, en el perfil del Río Bermejo, se observa claramente la presencia de cadillitos (*dropstones*) de 5 a 10 cm que relacionan a la unidad con un ambiente periglacial (Starck *et al.* 1993).

Formación Tarija

La Formación Tarijar (White en Padula y Reyes 1958) sobreyace en forma concordante, neta o transicional, a la Formación Itacuami; aunque en algunas regiones, sobre todo en Cordillera Oriental, y debido a la ausencia de esta última se ubica inmediatamente por encima de la sección superior de la Formación Tupambi.

En Argentina presenta un espesor variable que oscila entre los 400 y 700 m debido a los efectos de la discordancia erosiva que la separa del Grupo Mandiyutí suprayacente (Starck 1999b). Dentro de la zona de estudio se define como la formación rocosa más antigua aflorante (Fig. 3) y al mismo tiempo núcleo de la estructura San Pedro, en superficie (Di Marco 2004).

Su disposición aflorante en la estructura de San Pedro, que compone una faja de 4 km de largo y menos de 0,5 km de ancho, se encuentra controlada por la alta densidad de pozos que presenta la zona, madura desde el punto de vista exploratorio; ya que no siempre se logra encontrar con facilidad sus límites y contactos por la densa e importante vegetación y suelo.

Esta formación compone el elemento más representativo del Grupo Machareti y está compuesta mayoritariamente por espesos depósitos de diamictitas macizas de color gris oscuro, verde grisáceo y castaño claro con una moderada fracturación.

López Gamundi (1986) reconoce tres litofacies principales: Diamictitas estratificadas o macizas que incluyen todas las variedades de psamitas y psefitas; areniscas lentiformes que componen cuerpos poco deformados de hasta 30 m de espesor; pelitas oscuras a negras que forman depósitos laminados con alto contenido de materia orgánica intercalado.

Grupo Mandiyutí

Formación Las Peñas

La morfología y resistencia a la erosión que presenta esta formación llevó a Withe, en 1923 en un informe inédito de la *Standard Oil Co.*, a denominarla Escarpment, nom-

bre que luego fue formalizado por Padula y Reyes (1958).

Mingramm y Russo (1972) y Reyes (1972) fueron los primeros en utilizar en sus respectivas publicaciones el doble nombre de *Escarpment*-Las Peñas, siendo después la costumbre y el tiempo los que hicieron progresar y mantener el nombre de Las Peñas (como será llamada en este trabajo) en la Argentina y de *Escarpment* en Bolivia.

La misma presenta un espesor variable que puede ir, en Argentina, desde los 600 a los pocos metros (Starck 1999b). Se apoya en discordancia de tipo erosiva sobre la Formación Tarija con paleovalles que, evidenciados con excelente definición en las líneas sísmicas registradas en el Chaco Salteño y Boliviano, se extienden por cientos de kilómetros y pueden llegar a cortar más 500 m de formación (Starck 1999a) causando la gran variación de espesor mencionada.

En la estructura San Pedro es la segunda formación desde el centro hacia afuera y compone una faja de 10 km en sentido N-S y menos de 2 km en sentido E-O presentándose un tanto arriñonada por efecto de la topografía de pendientes y quebradas (Fig. 3).

Su litología está compuesta por areniscas finas y medianas, compactas y macizas, con una dureza que le confiere una importante manifestación topográfica (Starck, 1999a). Presenta color gris claro, verde amarillento y castaño amarillento, con pequeñas manchas de óxido de hierro y manganeso que le dan a la roca un aspecto moteado. En forma irregular se intercalan conglomerados lentiformes y frecuentes intercalaciones de lutitas gris verdosas, pardas y rojizas, sobre todo en la parte inferior de la unidad (Di Marco 2004)

Formación San Telmo

La formación San Telmo (White en Padula y Reyes 1958) sobreyace en forma concordante, a través de una superficie neta, a la Formación Las Peñas. Presenta espesores que pueden llegar a los 500 m y a diferencia de la unidad basal de este mismo grupo no presenta grandes variaciones en su potencia pero sí un adelgazamiento regional hacia el oeste (Starck 1999a).

La formación está compuesta por un alto porcentaje de areniscas medianas y gruesas con algunos niveles conglomerádicos que pueden presentar rodados de hasta 10 cm de longitud, con superficies estriadas y facetadas de variada composición. También son importantes las intercalaciones de potentes niveles pelíticos y diamictíticos con clastos groseramente seleccionados. Los colores predominantes de esta unidad son los rojizos y castaños con una menor proporción de las tonalidades grisáceas y verdosas (Di Marco 2004)

Grupo Cuevo

Formación Cangapi

La Formación Cangapi (Hayes en Padula y Reyes 1958) presenta dentro de la Argentina valores de espesor que

varían entre los 50 y los 160 m (Starck *et al.* 1993) mientras que en Bolivia pueden llegar hasta los 400 m (Padula y Reyes 1958).

En el área que nos ocupa, esta formación se apoya sobre la Formación San Telmo en forma discordante mediante un suave contacto erosivo. Aflora desde la sierra del Alto Río Seco, solo en la porción norte de la misma debido a la discordancia preterciaria y crece en espesor hacia el sistema subandino boliviano (Fig. 3). Se la puede encontrar en los cortes de camino y en las locaciones de pozos petroleros.

Su litología esta representada mayormente por areniscas medianas a finas, con un alto grado de selección, amarillentas, rosadas y verdosas, con indicios de entrecruzamiento y aspecto sacaroide, generalmente de composición silíceo en la base y calcáreas hacia el tope (Di Marco 2004)

Grupo Oran

Formación Tranquitas

Bonarelli (1914) define a esta unidad con el nombre de «Areniscas Superiores».

Distintos autores (Constantini *et al.* 2002 y Hernández *et al.* 2002) mencionan para esta formación espesores de 400 a 700 m para la porción sur de la sierra del alto Río Seco, yacimiento Ramos; pero en el área de trabajo (misma sierra, porción norte) no se han hallado pruebas en afloramiento que confirmen espesores mayores a los 200 m; además se cuenta con la información de los pozos del yacimiento San Pedrito ubicados en el flanco occidental de la estructura y sus respectivas muestras de cutting que confirman este valor.

Como consecuencia de la discordancia cretácica-terciaria (rift de Lomas de Olmedo), la Formación Tranquitas se apoya mediante una discordancia angular y el Conglomerado Galarza (véase más adelante) sobre depósitos que van desde el Devónico hasta el Pérmico. En la zona que nos ocupa sobreyace a la Formación San Telmo en la porción sur de la sierra y a la Formación Cangapi en la porción norte.

La Formación Tranquitas se subdivide en dos secciones que reciben los nombres de miembro areniscas calcáreas o miembro serie gris neta y miembro serie de transición o serie gris azulada (Zunino 1944), que siendo diacrónicas se van interdigitando ubicándose sobre el Miembro Conglomerado Galarza (Schlagintweit 1937).

Este se trata de un lag conglomerádico residual, diacrónico por la base está constituido por facies de conglomerados polimígticos, fragmentos partidos, varicolores, con abundante cantidad de clastos de pedernal producto de la erosión de la Formación Vitiacua (Pérmico superior) subyacente y con un espesor en perforación del orden de la decena de metros aunque en los afloramientos no se han vistos ejemplos mayores al metro, sea por la calidad del afloramiento o por lo avanzado de la vegetación.

El miembro serie gris neta está compuesto por espesos bancos tabulares de areniscas de composición cuarzoza con aislados líticos grises y rosados, de grano fino y me-

diano, aspecto sacaroide y colores gris verdoso, blanco y castaño rojizo, moderadamente cohesiva y fractura irregular. Según Constantini *et al.* (2002) presenta algunas intercalaciones de arcilitas verdes y rojas con marcada plasticidad.

El miembro serie gris azulada compone una sucesión areno-pelítica con tonalidades rojizas y algunas intercalaciones de pelitas verdes a gris verdosas. Se ordenan en ciclos grano y estratocrecientes que, como ya se mencionó, se interdigitan lateralmente con el miembro serie gris neta. Las areniscas son de grano fino a muy fino, lenticulares y con baja continuidad lateral (Constantini *et al.* 2002).

Subgrupo Chaco (Terciario subandino)

A este subgrupo se lo puede encontrar cubriendo la mayor parte del sistema subandino del noroeste argentino (Bonarelli 1914). Sus depósitos de gran espesor y que en forma conjunta superan los 7.000 m (Hernández *et al.* 2002), presentan una monotonía tal que dificulta notoriamente la subdivisión en unidades estratigráficamente más restringidas.

Para los depósitos de esta unidad dentro de la provincia de Salta varios autores han intentado un ordenamiento y diferenciación basada en diferentes estamentos. Mingramm y Russo (1972) propusieron en primera instancia la división del Terciario Subandino en inferior, medio y superior. Otros autores los han homologados a una serie de unidades litoestratigráficas definidas en territorio boliviano, inmediatamente al norte del río Bermejo, que corresponden a las Formaciones Yecua, Tariquía, Guandacay y Emboruzú (Ramos 1999b)

El **Terciario Subandino Inferior** con un espesor aproximado de 700 m yace en forma concordante desde el tope de la Formación Tranquitas hasta el primer banco de tobas gris oscuro. Está constituido mayoritariamente por pelitas y por areniscas en menor medida. Como ya se mencionó es correlacionable con la Formación Yecua (Requena *et al.* 1989) en Bolivia.

El **Terciario Subandino Medio** se desarrolla desde el primer banco de toba gris oscuro hasta el primer banco de toba blanca. Se lo reconoce integrante, junto con la unidad anterior, del Chaco Inferior en Argentina y se lo correlaciona con la Formación Tariquía (Ayaviri 1967) en Bolivia. Presenta un espesor variable desde los 3.000 m en las inmediaciones de la frontera argentino boliviana hasta los 1.400 m en la sierra de Tartagal (Requena *et al.* 1989).

La composición y características son mayormente similares a lo ya descrito para la unidad anterior salvo que varían las proporciones granulométricas siendo en este caso mayoritarias las arenas y las limolitas arenosas y menores las pelitas como así también los niveles de anhidrita.

El **Terciario Subandino Superior** comprende desde el primer banco de tobas blancas hacia arriba, con un

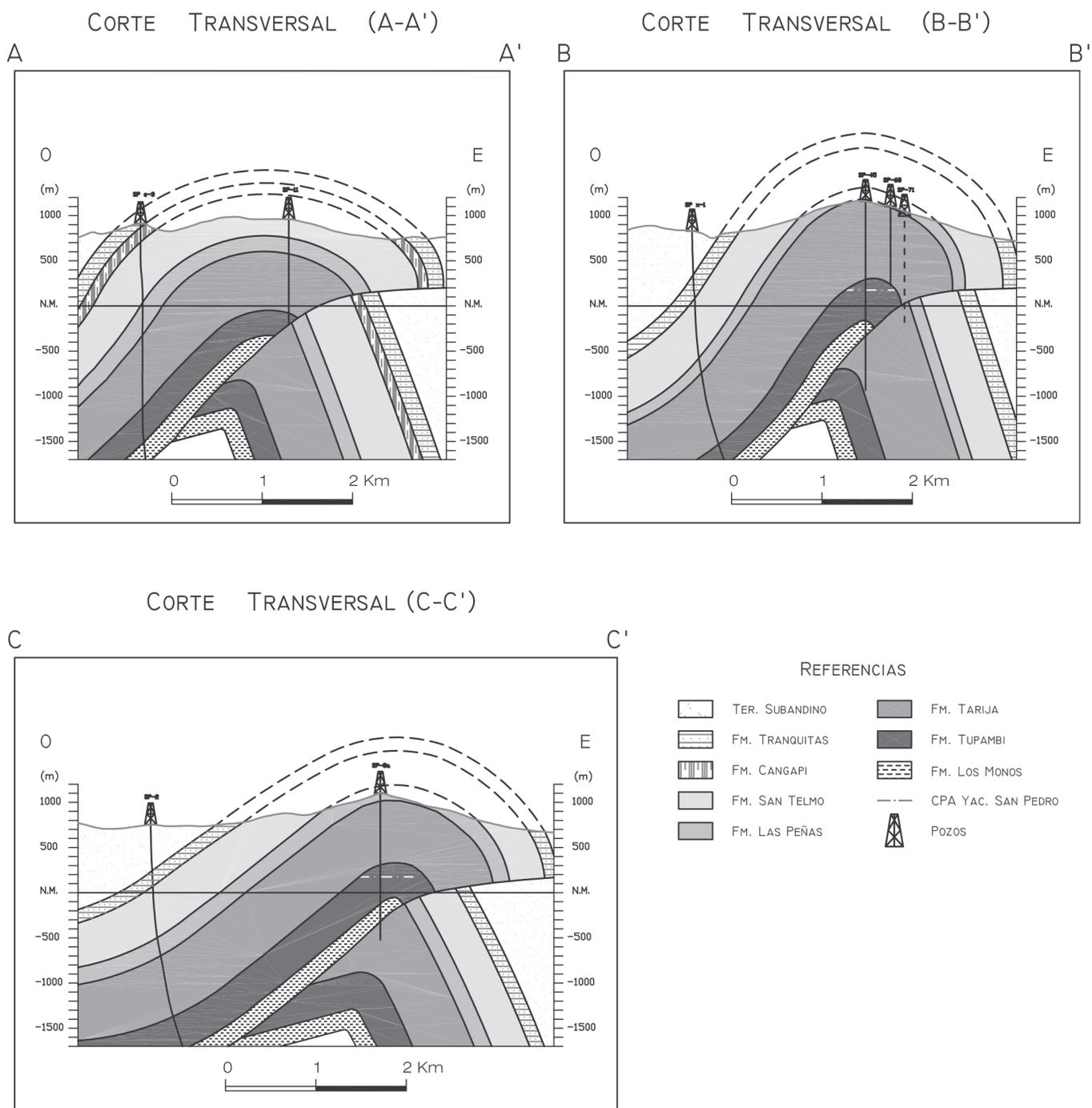


Figura 4: Cortes estructurales de la sierra del Alto Río Seco, estructura San Pedro, Salta.

espesor aproximado de 800 m. Está caracterizado por la irrupción masiva de gruesos conglomerados, con rodados derivados de la Cordillera Oriental, dentro de las areniscas arcillosas y conglomerádicas que presentan colores pardos rojizos a amarillentos. en Argentina se lo ubica dentro de los depósitos del Chaco Superior siendo correlacionable con la Formación Guandacay (Ayaviri, 1967) en Bolivia.

Depósitos cuaternarios

Depósitos aluviales modernos y de cauces fluviales activos

Esta unidad agrupa los depósitos aluviales que se desarrollan desde el quiebre de pendiente, en el flanco oriental de la sierra del Alto Río Seco, con dirección hacia el este. Están compuestos por arena fina y fango, de color castaño rojizo.

También se agrupan en esta unidad los depósitos aterrazados en los valles de los ríos Seco, Grande de Tarija (ya en el margen occidental de la zona) y algunos de sus afluentes; así como la grava, arena y algo de fango que rellenan los cauces de los ríos mencionados y los depósitos de meandros actualmente inactivos pero inmediatamente adyacentes a los activos.

Estructura

En cuanto se refiere a la estructura de la zona se pueden encontrar características generales y comunes a los distintos trenes estructurales que componen el sistema subandino así como también algunas otras que le adjudican un carácter propio y particular (Fig. 4).

Las Sierras Subandinas conforman una faja que se extiende varios centenares de kilómetros en el sur de Bolivia pero sólo 150 km en el noroeste argentino. Está conformada en toda su extensión por 5 a 8 cordones paralelos de anticlinales o altos estructurales mayores orientados en dirección submeridional (Kley y Monaldi 1999) y de carácter asimétrico por presentar flancos occidentales tendidos y orientales muy empinados afectados por fallas de corrimiento. Siendo esta última caracterización no solo apropiada para las estructuras someras, como veremos más adelante, sino también para las intermedias y profundas.

A nivel general hay una aceptable coincidencia entre las estructuras profundas y someras, pero al estudiar cada tren estructural en detalle, y en particular el de la sierra del Alto Río Seco que es la que nos ocupa, es llamativo el demostrado desacople entre los niveles superficiales y la estructura profunda, por presentar los ejes superiores cierto desplazamiento hacia el este con respecto a los inferiores (Starck *et al.* 2002b). A tal efecto Starck (1999b) propone el siguiente modelo estructural que puede ser aplicado sin mayores complicaciones al área de estudio:

Basamento estructural y falla basal: el primero comprende las unidades anteriores al Silúrico y no participa de la deformación; la segunda, en base a la información sísmica disponible en la actualidad, las reconstrucciones estructurales y demás, se estima que estaría formada por una superficie de falla que con gran continuidad espacial limitaría por su parte inferior al prisma sedimentario deformado.

Esta falla de suela encontraría su horizonte de despegue y deslizamiento en las pelitas de la Formación Lipeón, con una profundidad que varía según los autores, entre los 7.000 y 8.000 m bajo el nivel del mar en las proximidades de la plataforma del Chaco, y entre los 12.000 y 13.000 m bajo el nivel del mar cerca del frente externo de la Cordillera Oriental, dando esto una idea de la pendiente regional que presenta (Aramayo Flores 1999).

Nivel estructural inferior: involucra unidades silúricas y devónicas inferiores a medias. Se encuentra limitado en su base por el nivel de despegue, ubicado en la Formación Lipeón, ya mencionado y en su techo por el nivel de des-

pegue ubicado en el tercio basal de la Formación Los Monos que se mantuvo solidario con las areniscas cuarcíticas de la Formación Huamampampa. De esta manera queda involucrado un espesor más o menos constante de unos 2500 m (Starck *et al.* 2002b).

Las unidades que conforman este nivel estructural (Huamampampa, Icla, Porongal, Baritú y parte de Lipeón), adoptan, en el estado deformado, una configuración de anticlinales relacionados a las rampas que propician su levantamiento (Fig. 4).

Nivel estructural intermedio: abarca solamente la sección intermedia de la Formación Los Monos, involucrando de 500 a 700 m de espesor. Se halla comprendida entre dos niveles de despegue desarrollados cada uno en zonas sobrepresionadas. La zona inferior, fue verificada por registros sísmicos e identificada tanto en los pozos perforados a lo largo de la faja plegada como en los de plataforma, en un intervalo pelítico ubicado a 200 o 250 m por encima de la base de esta formación. La zona superior está ubicada cerca del tope de la Formación Los Monos, a unos 200 m por debajo de la Formación Tupambi y ha sido verificada de la misma manera que la anterior, tanto en la zona deformada como en la no deformada; lo que lleva a considerar que se trataría de una característica primaria de la Formación Los Monos, previa a la deformación (Aramayo Flores 1999).

Nivel estructural superior: encuentra su nivel de despegue en la ya mencionada zona sobrepresionada superior de la Formación Los Monos e incluye todas las unidades suprayacentes.

Este nivel se caracteriza por la formación de anticlinales concéntricos que en ocasiones, como ocurre en la Estructura San Pedro, pueden volverse considerablemente apretados. Lo que es posible a causa del comportamiento plástico del nivel intermedio.

Es así que se encuentra en la estructura un plegamiento anticlinal sobrecorrido hacia el este por sobre el nivel de despegue superior de la Formación Los Monos que corta secuencia arriba. No se lo encuentra aflorando pero se estima su porción subhorizontal a los 200 o 300 m sobre el nivel del mar.

El flanco oriental, que presenta altas inclinaciones y a veces rebatimiento, acompaña el crecimiento vertical de las rocas inferiores. El flanco occidental yace con inclinaciones que van desde los 15° a los 60°, generando una importante asimetría acorde con la vergencia oriental de las Sierras Subandinas.

El hundimiento norte cuenta con una relativamente amplia zona crestal y con bajas inclinaciones de 10° a 15° en dirección nornoreste continuando con la ligera inflexión hacia el este que se produce en la estructura en su porción meridional. El hundimiento sur es más apretado y quizás un tanto más tendido sin cambiar demasiado los valores de las inclinaciones con respecto al anterior pero si remarcando una dirección claramente hacia el sur sin componente oeste alguna.

El desplazamiento a lo largo de este corrimiento podría

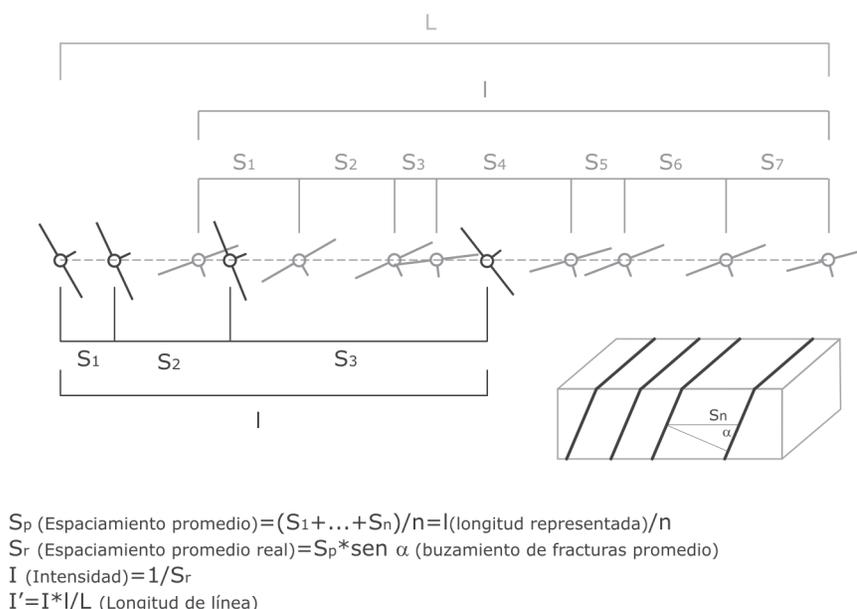


Figura 5: Medición de fracturas. Métodos propuestos por Hennings et al. (2000) y Nelson (2001).

alcanzar el kilómetro y medio y su geometría llegar a ser bastante compleja basado en importantes cambios de inclinación. Cambios que se deberían al plegamiento mismo del plano de corrimiento que acompaña a la deformación de las rocas del nivel estructural superior. Demostrando que la secuencia de deformación de este nivel estructural habría comenzado con el fallamiento, para luego ser plegado (inclusive el corrimiento) al producirse el crecimiento vertical del nivel estructural intermedio (Fig. 4).

Toda la sierra se encuentra estructurada con fracturas y diaclasas de distintos tipos y órdenes dependiendo de las formaciones rocosas en las que se desarrollan y del régimen de esfuerzos que les dieron origen.

Estudio de fracturas

Los reservorios naturalmente fracturados (*naturally fractured reservoirs*), fueron definidos por Nelson (2001) como aquellos en los cuales la natural presencia de fracturas posee, un significativo efecto en el comportamiento dinámico del reservorio, ya sea aumentando su permeabilidad y/o la anisotropía de la permeabilidad.

En lo que concierne al yacimiento San Pedro, ubicado en el bloque Acambuco de la Cuenca de Tarija ya en 1946 Reed había mencionado el carácter de fracturamiento y fallamiento que presentaban las rocas reservorios del núcleo del anticlinal (nivel estructural superior). Así fue establecida la correspondencia entre el yacimiento mencionado y los reservorios naturalmente fracturados.

Con esta base teórica se deduce que las fracturas jugarían un importante rol en el caso del yacimiento San Pedro y que un estudio de las mismas arrojaría valiosa información que sería de utilidad a la hora de optimizar

el desarrollo del área o de conocer aún más acerca de la arquitectura del plegamiento.

Según Nelson (2001) una de las maneras para acercarse al conocimiento arquitectural de los yacimientos es usar modelos geométricos tridimensionales que predigan la distribución y el estilo de la deformación a escala del reservorio. En este sentido la cuantificación del espaciamento de fracturas así como la intensidad del fracturamiento se vuelve un estamento crucial para determinar efectivamente el comportamiento de la deformación y el desarrollo de la estructura.

Es, siguiendo esta dirección de pensamiento, que se realizó el presente estudio en la sierra del alto Río Seco concentrando la atención en las Formaciones Las Peñas y San Telmo aflorantes para intentar una posible futura vinculación con las unidades del subsuelo (niveles carboníferos basales) que componen las rocas reservorio del yacimiento San Pedro; intentando comparar los atributos estructurales y tridimensionales del anticlinal en cuestión con una cuantitativa caracterización de las fracturas observadas, siguiendo los modelos expuestos por Antonellini (1998), Hennings *et al.* (2000), Nelson (2001) y Cohen (2002).

Objetivos

Entender el impacto del fracturamiento en el desempeño de una estructura requiere una previa y acabada comprensión de su distribución areal y características propias, a tal efecto los objetivos consistieron en el análisis y clasificación de fracturas y estructuras menores; la caracterización de la orientación de las fracturas, su distribución, intensidad y apertura en diferentes unidades litológicas pertenecientes mayormente a las Formacio-

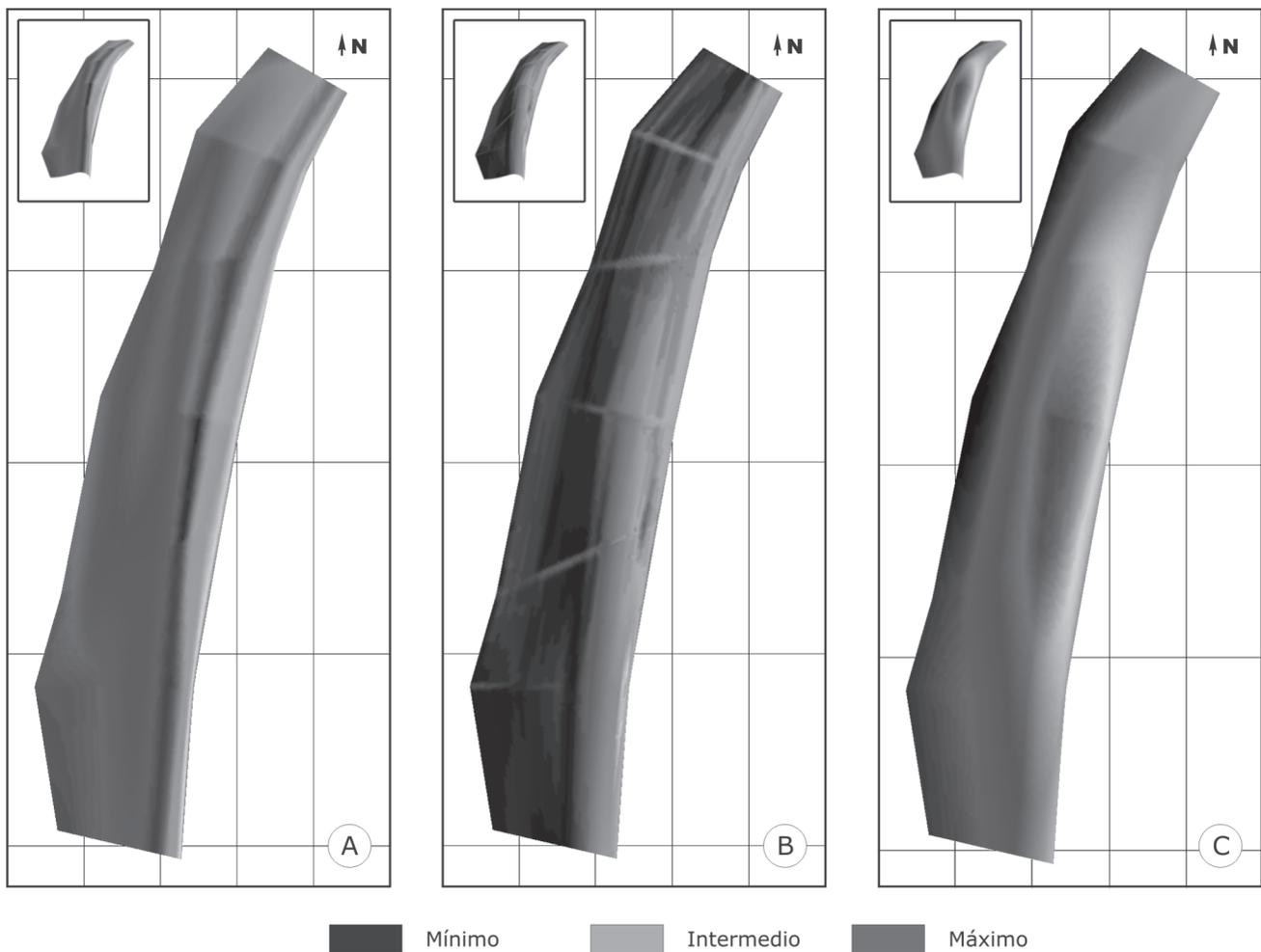


Figura 6: Plegamiento sintético y mapas de de isovalor. A. Buzamiento, B. Curvatura, C. Cota estructural.

nes Las Peñas y San Telmo. Así como la orientación de las fracturas, su distribución, intensidad y apertura en función de su posición estructural (inclinación, curvatura, limbo frontal vs. dorsal, etc.).

Una vez conseguido esto y pensando en la relación de las fracturas con los atributos estructurales del anticlinal se trabajó a favor de la generación de un modelo conceptual que relacionándolo a rocas de subsuelo pueda ser utilizado en una futura simulación del comportamiento dinámico del reservorio.

Metodología

Para cumplir con el objetivo principal, o sea la generación de un modelo conceptual, se siguieron las ideas propuestas por Cohen (2002) para la construcción de una red discreta de fracturas (*discrete fracture network*) que basado en Rawnsley y Wei (2001) la define como un modelo tridimensional en el que las fracturas son representadas de manera explícita componiendo un adecuado marco para la simulación del reservorio o roca en este caso.

De esta manera es que se intenta presentar la caracterización del sistema de fracturas y el modelo conceptual resultante para el que fue necesario una sólida integración entre conceptos precedentes, tales como: los afloramientos con la posterior adquisición de datos de fracturas, el análisis de *stress in situ* a escala de pozo y regional, el modelo estructural, y la generación del modelo conceptual. La metodología completa y detallada puede consultarse en Di Marco (2004).

El modelo conceptual se construyó comenzando por la representación de las fracturas medidas, su distribución y orientación, en el campo siguiendo diferentes técnicas gráficas para concluir en la presentación de un mapa estructural (Fig. 8b) en el cual quedarán claramente identificadas.

Una vez conseguido esto se buscó la relación de las mismas con el campo de esfuerzos (*stress in situ*) que presenta la zona identificando así diferentes juegos de fracturas basados en la clasificación propuesta por Stearns (1968) y mencionada por Cohen (2002) para los niveles de subsuelo de la misma zona. Cada juego contó con un rumbo (o dirección de máxima inclinación) y

buzamiento promedios (Fig. 5)

Una vez identificados los diferentes juegos de fracturas (Fig. 5), para cada estación de medición, se orientó la tarea con el fin de conocer el espaciamiento de cada uno de ellos.

La intensidad para cada juego se obtuvo según los métodos propuestos por Hennings *et al.* (2000) y Nelson (2001). Contando con el valor del espaciamiento promedio, la intensidad se obtuvo con la inversa del primero. En el caso en los que las fracturas no se presentaban a lo largo de toda la línea o área de medición se multiplicó el valor de intensidad obtenido por la razón entre el largo en el cual eran representativas dichas fracturas sobre el largo total de medición para hacer notar de alguna manera este hecho condicionante.

Y finalmente mediante medios gráficos se realizó la comparación de estos datos obtenidos con la curvatura (principalmente del contacto ya mencionado) y la inclinación de las capas.

Presentación de datos y análisis

Análisis de stress in situ

Cohen (2002) presenta un estudio de esta índole basado en el análisis de los pozos profundos del yacimiento San Pedrito (niveles devónicos, a diferencia de los niveles carboníferos de la misma zona que componen el yacimiento San Pedro) y Macueta mediante la identificación de los desmoronamientos de pozo (*breakouts*) en las imágenes acústicas, permitiéndole inferir la orientación de los principales esfuerzos horizontales presentes: máximo (SH) y mínimo (Sh).

Sus conclusiones arrojan una dirección de 90° 80° E para el máximo esfuerzo horizontal, y de 0° 10° O para el esfuerzo mínimo. Dándonos así una clara idea del campo de esfuerzos al que está sometida el área, coincidiendo con la orientación de los esfuerzos regionales citada en la bibliografía consultada, agregando ésta la idea de que se trata de un marco compresivo.

Modelo estructural

El modelo estructural fue analizado en los párrafos precedentes pero en esta sección se busca concentrar la atención en la superficie de contacto entre las Formaciones Las Peñas y San Telmo.

La misma sigue la forma general de la estructura (Fig. 8b) con una elongación en dirección N-S y una ligera componente hacia el este que se hace más pronunciada a medida que se avanza disminuyendo la latitud, otorgándole el curvamiento característico.

Con base en la superficie sintética realizada se presentan los mapas de isovalor (Fig. 6) para el buzamiento, curvatura y cota estructural de la misma.

En el primer caso se puede observar como los valores mínimos (0°) ajustan perfectamente con la zona crestral

de la estructura, convergiendo hacia el flanco oriental sobre el nivel de despegue superior de la Formación Los Monos (que corta secuencia arriba) con valores máximos (80° 90°), incluso con algunos rebatimientos; por el contrario el flanco occidental presenta valores de mínimos a mayoritariamente intermedios (10° 30°).

En el segundo caso, la curvatura, se ve como los máximos valores se encuentran para este nivel estratigráfico en la zona del limbo frontal para el sur de la estructura y como los mismos comienzan a trepar hacia zonas más crestales hacia el centro de la estructura coincidentemente con los máximos valores de cota estructural. Pero esta transición, de limbo frontal a la cresta, parece ser en desmedro de los valores absolutos de curvatura y en ganancia de la amplitud de la zona del máximo ya que hacia el sur los valores máximos son mayores y se hallan más concentrados demostrando una apretada zona de importante curvatura, mientras que en la zona central los valores disminuyen pero su distribución aumenta mostrando ahora una zona de curvatura media más amplia.

Hacia el norte, la zona de mayor curvatura parece volver a encauzarse, si bien desde la zona crestral, más hacia el limbo frontal, seguramente influenciada por la transferencia e interrelación de esfuerzos con la estructura ubicada inmediatamente al norte.

Por último cabe mencionar que no se encuentra, al menos directa, relación entre las tres características presentadas, ya que la distribución de máximos y mínimos parecen seguir patrones diferentes y particulares en cada caso.

Fracturas

Siguiendo la metodología ya explicada se relevaron 20 estaciones de medición a lo largo de toda la sierra. La información completa y datos obtenidos especificados por estación de medición, sus gráficos y rosetas de rumbo e inclinación se pueden consultar en Di Marco (2004), aquí sólo se presentarán los datos agrupados por juegos de fracturas y ya analizados (Cuadro 1).

Modelo conceptual

Los sistemas de fracturas de la estructura San Pedro fueron agrupados para su estudio en tres juegos, dos principales y uno secundario, que según Stearns (1968) pueden ser clasificados en un juego **Tipo I**, con dirección perpendicular a la estructura o paralelo a la dirección de esfuerzo horizontal máximo (SH), un juego **Tipo II**, con dirección paralela a la estructura y finalmente un juego **Tipo III** que se halla con una dirección a 45° con respecto a la elongación de la estructura que no se la pudo incluir de manera precisa e inconfundible con alguno de los dos grupos anteriores.

En este punto en particular cabe aclarar que luego de repetidas pruebas en la agrupación de fracturas según juegos preferenciales y dado que el eje de la estructura

Cuadro 1: Datos de fracturas clasificados según juegos preferenciales.

| E | Formación | R (°) | B (°) | Scanline | L (cm) | RS (°) | l (m) | RF (°) | BF (°) | Sp' (m) | 1/Sp' | l/L | 1/Sp'*l/L |
|----|----------------|-------|-------|----------|--------|--------|-------|--------|--------|---------|-------|-------|-----------|
| 1 | San Telmo | 65 | 22 | 1 | 6.15 | 20 | 6.15 | 271 | 68 | 0.102 | 9.805 | 1.000 | 9.805 |
| | | | | 2 | 0.87 | 110 | 0.87 | 192 | 78 | 0.293 | 3.408 | 1.000 | 3.408 |
| 3 | San Telmo | 180 | 24 | areal | --- | --- | --- | 46 | 65 | 0.200 | 5.000 | --- | 5.000 |
| | | | | | | | | 340 | 57 | 0.200 | 5.000 | | 5.000 |
| 4 | Las Peñas | 189 | 39 | 1 | 14.23 | 180 | 14.23 | 54 | 76 | 0.810 | 1.234 | 1.000 | 1.234 |
| | | | | | | | 11.32 | 78 | 71 | 1.200 | 0.830 | 0.800 | 0.660 |
| | | | | | | | | 314 | 65 | | | | |
| 5 | Ter. Subandino | 185 | 51 | areal | --- | --- | --- | 320 | 51 | 0.250 | 4.000 | --- | 4.000 |
| | | | | | | | | 80 | 90 | 0.150 | 6.667 | | 6.667 |
| 8 | San Telmo | 181 | 46 | 1 | 9.30 | 163 | 8.4 | 80 | 65 | 0.344 | 2.904 | 0.900 | 2.614 |
| | | | | | | | 7.64 | 47 | 71 | 1.806 | 0.554 | 0.820 | 0.454 |
| | | | | | | | 2 | 2.43 | 243 | 2.43 | 340 | 52 | 0.181 |
| 10 | Las Peñas | 186 | 31 | 1 | 11.93 | 160 | 11.93 | 42 | 60 | 1.031 | 0.970 | 1.000 | 0.970 |
| | | | | | | | 9.18 | 294 | 66 | 0.758 | 1.319 | 0.770 | 1.016 |
| 16 | San Telmo (ar) | 354 | 8 | 1 | 7.20 | 112 | 7.2 | 53 | 88 | 0.400 | 2.502 | 1.000 | 2.502 |
| | | | | | | | 1.15 | 5 | 88 | 0.570 | 1.755 | 0.160 | 0.281 |
| 20 | Las Peñas | 31 | 51 | areal | --- | --- | --- | 193 | 35 | 0.270 | 3.704 | --- | 3.704 |
| | | | | | | | | 108 | 75 | 0.170 | 5.882 | | 5.882 |
| 21 | Las Peñas | 245 | 27 | 1 | 4.54 | 162 | 4.54 | 274 | 80 | 0.295 | 3.385 | 1.000 | 3.385 |
| | | | | | | | 4.2 | 33 | 67 | 0.350 | 2.859 | 0.930 | 2.659 |
| 23 | Las Peñas | s/d | s/d | 1 | 3.70 | 105 | 1.93 | 325 | 85 | 0.389 | 2.574 | 0.520 | 1.338 |
| | | | | | | | 3.06 | 55 | 50 | 0.291 | 3.435 | 0.830 | 2.851 |
| 24 | Cangapi | 12 | 17 | 1 | 12.62 | 180 | 11.82 | 219 | 82 | 1.060 | 0.944 | 0.940 | 0.881 |
| | | | | | | | | 78 | 71 | | | | |
| | | | | | | | 6.65 | 150 | 80 | 0.719 | 1.391 | 0.530 | 0.737 |
| | | | | | | | | 356 | 67 | | | | |
| 25 | Cangapi | 259 | 19 | 1 | 11.40 | 114 | 9.98 | 38 | 82 | 0.654 | 1.530 | 0.880 | 1.346 |
| | | | | | | | | 200 | 18 | | | | |
| | | | | | | | 3.11 | 323 | 64 | 1.393 | 0.718 | 0.270 | 0.194 |
| 28 | Las Peñas | 192 | 15 | areal | --- | --- | --- | 86 | 82 | 0.500 | 2.000 | --- | 2.000 |
| | | | | | | | | 157 | 90 | 1.000 | 1.000 | | 1.000 |
| | | | | | | | | 123 | 90 | --- | --- | --- | --- |
| 29 | San Telmo | 345 | 56 | areal | --- | --- | --- | 159 | 80 | 0.120 | 8.333 | --- | 8.333 |
| | | | | | | | | 247 | 70 | 0.230 | 4.348 | | 4.348 |
| 30 | Las Peñas | 338 | 24 | 1 | 1.40 | 230 | 1.4 | 315 | 83 | 0.228 | 4.380 | 1.000 | 4.380 |
| | | | | 2 | 2.97 | 325 | 2.97 | 56 | 76 | 0.291 | 3.435 | 1.000 | 3.435 |
| 31 | San Telmo (ar) | 2 | 9 | areal | --- | --- | --- | 101 | 83 | 0.400 | 2.500 | --- | 2.500 |
| | | | | | | | | 31 | 90 | 0.200 | 5.000 | | 5.000 |
| | | | | | | | | 343 | 89 | 0.200 | 5.000 | --- | 2.500 |
| 32 | San Telmo | 298 | 10 | areal | --- | --- | --- | 242 | 85 | 0.300 | 3.333 | --- | 3.333 |
| | | | | | | | | 147 | 81 | 1.000 | 1.000 | | 1.000 |
| 33 | San Telmo | 309 | 14 | 1 | 4.20 | 140 | 4.2 | 48 | 88 | 0.350 | 2.859 | 1.000 | 2.859 |
| 34 | Las Peñas | 181 | 33 | 1 | 11.75 | 165 | 11.17 | 78 | 74 | 2.144 | 0.467 | 0.950 | 0.444 |
| | | | | | | | 4.43 | 18 | 52 | 1.742 | 0.574 | 0.380 | 0.218 |
| | | | | | | | 5.09 | 57 | 78 | 1.242 | 0.805 | 0.430 | 0.346 |
| 35 | Tranquitas | 194 | 58 | areal | --- | --- | --- | 81 | 62 | | 3.330 | --- | 3.330 |
| | | | | | | | | 315 | 54 | | 3.330 | | 3.330 |

E: estación de medición
l: longitud de representación
R: rumbo de la estratificación
RF: rumbo de fracturas promedio
B: buzamiento de la estratificación
BF: buzamiento de fractura promedio
L: longitud de scanline
Sp': espaciamiento promedio real
RS: rumbo de scanline

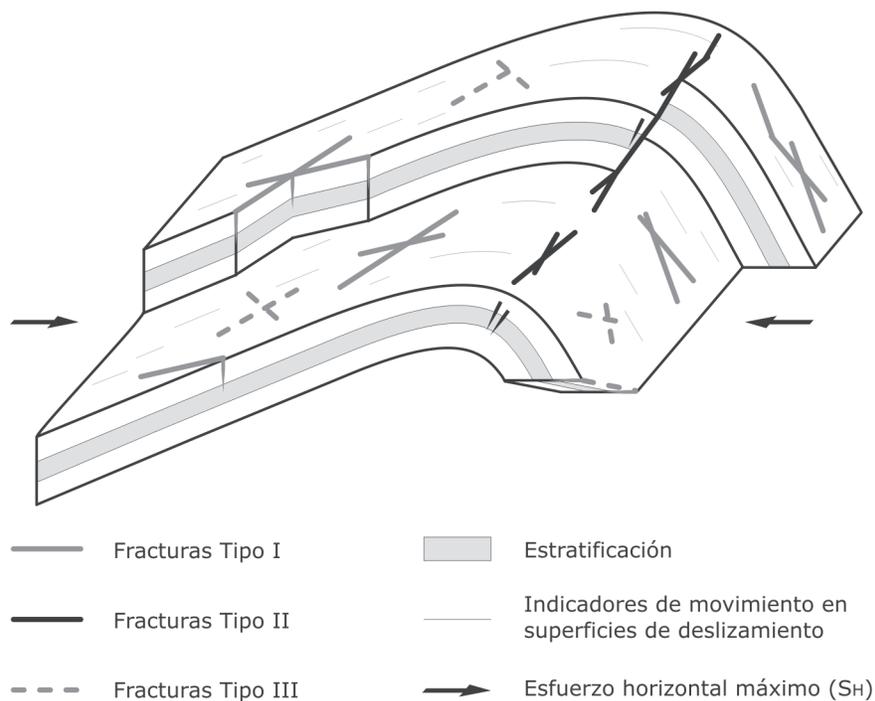


Figura 7: Clasificación de fracturas basada en Sterns (1968). Adaptado de Couples *et al.* (1998).

que nos ocupa para luego tomar otra de SO NE a medida que disminuye la latitud) se optó por considerar las direcciones preferenciales de los juegos de fracturas relativas a la dirección de la zona crestral propuesta y no en relación a una dirección de tendencia por lo general recta e invariable a lo largo de toda la sierra que seguramente tendría mayor relación con el campo de esfuerzos mencionado anteriormente, esta simplificación o relación directa con las direcciones de esfuerzos instantáneos quizás sea aceptable en otro tipo de estructuras pero en el caso presente se concluyó mediante la comprobación empírica que conducía a importantes errores.

Cohen (2002) utiliza para los niveles de subsuelo de la misma zona los conceptos vertidos por Couples *et al.* (1998). Este se refiere específicamente a los mecanismos de generación de fracturas en este tipo de estructuras (Fig. 7). Menciona que un buen número de las fracturas que se generan en un anticlinal se relacionan en forma directa a deslizamientos flexurales a través de los planos de estratificación dejando como prueba indicadores cinemáticos; hecho comprobado en la zona de estudio a través de la medición de los mismos: para los ubicados sobre superficies de estratificación se resuelve su carácter sinistral.

De esta forma, las fracturas **Tipo II** paralelas al eje de la estructura podrían explicarse como resultado del curvamiento de la estructura (*fault bending folds*). Por otra parte la presencia de fracturas **Tipo I** transversales a la estructura y paralelas a la dirección de esfuerzo máximo (SH) serían producto de la cizalla (*shear faults*) generada en los márgenes laterales de eventos flexurales

que se hallan limitados arealmente. En otras palabras, esta forma de partición de la deformación podría visualizarse como el movimiento de discretos bloques de roca que se desplazan en forma similar al movimiento de un gusano (*inchworm fashion*), es decir avanzando por etapas, con contracción en algunas zonas y extensión en otras, generando en sus propios límites fracturas transversales de primer orden y sus consiguientes fracturas menores asociadas.

Por otra parte Zapata y Araujo (2003) proponen un modelo similar al plantear que cuando las rocas se hallan sujetas a la compresión regional del campo de esfuerzos propio de la orogenia andina, por ejemplo; se produce entonces la traslación de macizos rocosos generando un principal juego de fracturas **Tipo I** orientado según la dirección de máximo esfuerzo (SH). Un segundo principal juego de fracturas **Tipo II** se orientará paralelo a la dirección de mínimo esfuerzo (Sh) ya que corresponden a un campo extensional producidas por un gradiente lateral de desplazamiento en las zonas más apretadas de los anticlinales y sinclinales.

Una vez identificados los diferentes juegos y sus intensidades se estudió su relación con la posición estructural (Di Marco, 2004) comparando los diferentes tipos de fracturas dentro de las respectivas unidades para cada formación para tener una noción de como se relacionaban los distintos juegos de fracturas unos con otros.

- Formación Las Peñas: Para el limbo dorsal se observan bajos valores de intensidad de fracturas para los tres tipos de juegos. En la cresta se diferencian los juegos **Tipo I**, que encuentra aquí su máximo, y el **Tipo II**, que

permanece con un valor medio pero con tendencia positiva.

En el limbo frontal estos dos juegos toman valores similares pero el juego **Tipo II** halla su máximo y el juego **Tipo I** decrece ubicándose casi inmediatamente por abajo del anterior.

- Formación San Telmo: Para el limbo dorsal nuevamente no se observa un patrón definido de fracturas. Las intensidades son mayores que en el caso anterior seguramente por tratarse de pelitas finamente laminadas y estratificadas lo que le confiere una alta o mayor fisilidad a similares esfuerzos.

En la cresta otra vez se obtienen los valores de máxima intensidad para el juego **Tipo I**, el que luego cae abruptamente. En este punto en particular cabe aclarar que esta diferencia puede llegar a relacionarse con la posición a lo largo del eje N S que no está siendo considerado en estos gráficos; la estación 1, por ejemplo, se halla en el hundimiento sur y la estación 32 en el hundimiento norte, entre ambos hay diferentes valores de curvatura que pueden estar condicionando el desarrollo de estas estructuras.

En la misma posición estructural las fracturas **Tipo II** mantienen valores bajos, sin llegar a los mínimos, en relación a la geometría que presenta su propia curva de valores.

Para el limbo frontal ambos juegos aumentan sus intensidades notablemente y en este caso es el juego **Tipo II** quien encuentra su máximo. El **Tipo I** acompaña su forma, esto es aumentando proporcionalmente.

- Formación San Telmo, sección arenosa: Para estos niveles no se cuenta con una importante cantidad de datos por la poca cantidad de afloramientos en buen estado que presenta la zona de estudio, pero con los que se pudo contar más lo observado en el campo es posible deducir que no se halla notoriamente fracturado. Las curvas de intensidad obtenidas son bastante similares a las de la unidad anterior (para la zona del limbo frontal) en las que se observa que la intensidad del juego **Tipo II** crece a un ritmo similar pero mayor a la del juego **Tipo I**. En los casos en que sus intensidades se hallan muy próximas a cero se piensa que la deformación fue absorbida por las unidades supra e infrayacentes de litología más fina y laminadas con lo que las porciones arenosas no consiguieron la estructuración característica que se da en bancos arenosos de otras formaciones carentes de pelitas laminadas.

- Formaciones Cangapi, Tranquitas y Terciario Subandino: Para estas Formaciones no se hallan importantes relaciones en los datos, más allá de contar solamente con los correspondientes a zonas quizás un tanto alejadas de la cresta hacia el oeste. Por tal motivo se deduce que de haber algún patrón en las estructuras menores no es observable con los datos con los que se cuenta.

Ahora observando los datos desde el punto de vista de los juegos de fracturas quizás se puedan obtener mayores conclusiones que permitan construir una idea un tanto más aproximada de lo que en realidad está ocurriendo

en la estructuración de la sierra.

Fracturas Tipo I: Para este tipo de fracturas, con una observación conjunta de todas las formaciones intervinientes, no se observa un patrón de comportamiento definido. Pero se puede destacar que los valores de intensidad encuentran su máximo en la zona crestral y aledaños para luego caer suave o abruptamente, dependiendo de la formación observada y de la posición estructural, ya que los máximos se hallan en el hundimiento sur y los mínimos en el hundimiento norte, recordando que en estos gráficos el factor de relación que se tuvo en cuenta es la distancia normal a la zona crestral.

Fracturas Tipo II: En este caso se pueden ver interesantes características. En la sección del flanco occidental el juego de fracturas parece ser dependiente de la litología que presenta la unidad dejando al conjunto sin una aparente línea de tendencia. Ahora ya en la zona crestral estas fracturas parecen tomar similares valores para las Formación San Telmo como para la Formación Las Peñas pero no para la sección arenosa de la Formación San Telmo que por las razones ya mencionadas no presenta importante fracturación.

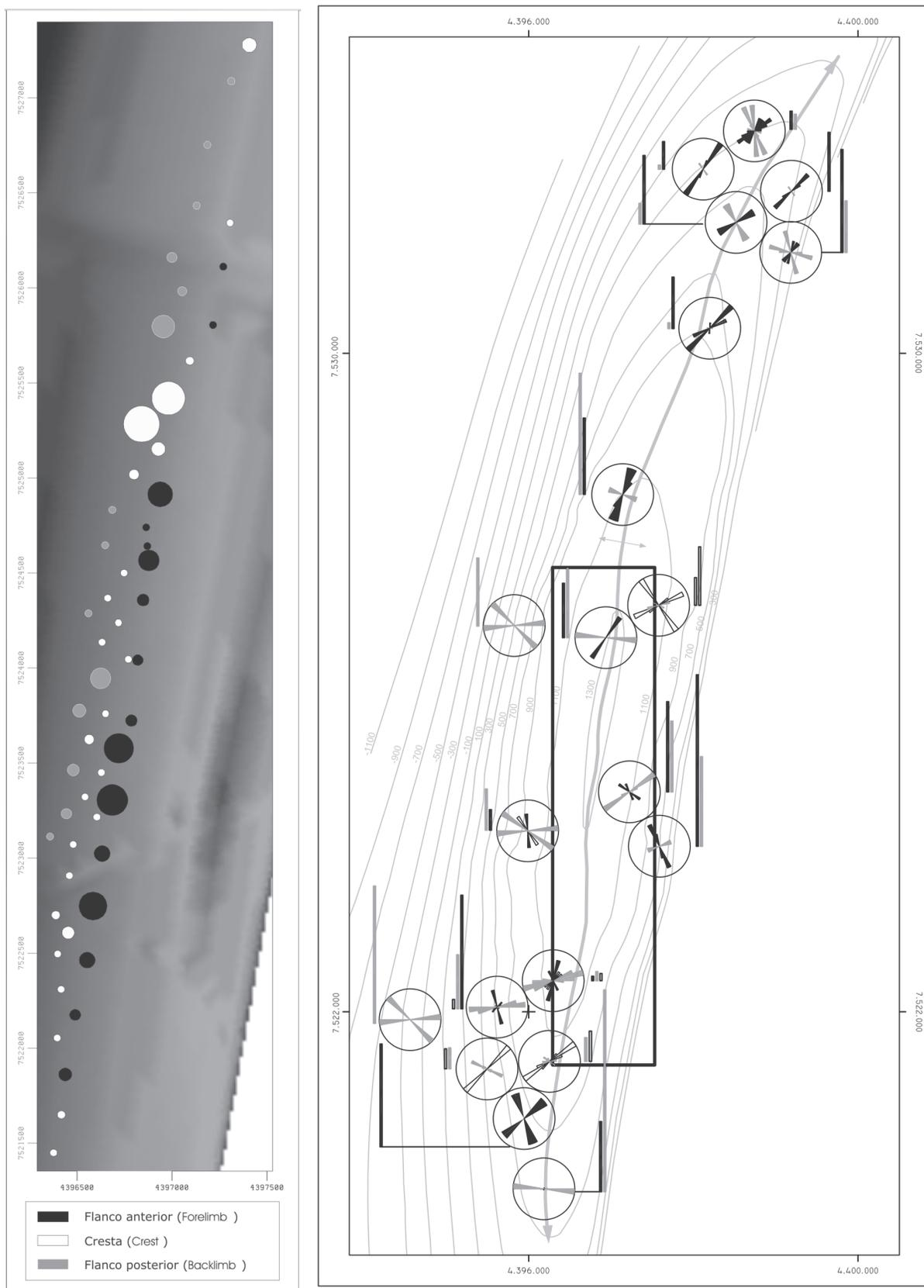
Desde aquí y hacia el limbo frontal las fracturas ven aumentar su intensidad con tendencias más o menos similares hasta alcanzar los respectivos máximos para cada formación.

Esta característica se puede comparar y analizar a la luz de un mapa de producciones acumuladas para los pozos antiguos del Yacimiento de San Pedro en el que se ve una tendencia muy similar. En la porción media y sur del Yacimiento San Pedro los pozos ubicados en la zona crestral más hacia el limbo frontal fueron los que consiguieron mayores acumuladas mientras que los de la zona crestral propiamente dicha y más hacia el limbo dorsal obtuvieron valores menores. En la porción norte del yacimiento esta tendencia parece migrar hacia una zona netamente crestral mientras que el limbo dorsal es ahora el que posee valores medios y el limbo frontal valores relativamente mínimos.

Este punto también se lo puede relacionar con la curvatura que presenta el plegamiento, ya que se observa la fuerte correlación entre ambos conceptos: la zona de mayor curvatura se ubica dentro de la zona crestral más hacia el este para el hundimiento sur y va migrando más hacia el oeste a medida que avanza sobre la sierra con dirección norte; luego, ya lejos de los pozos petroleros, vuelve a aumentar hacia el este.

Esto corrobora la teoría de que el yacimiento San Pedro corresponde a un reservorio naturalmente fracturado ya que es directa la relación que se puede observar en este caso: En las zonas en que se ve mayor intensidad de fracturas en superficie se obtienen los mayores valores de producciones acumuladas para los niveles de subsuelo (Figs. 8 a y b)

Fracturas Tipo III: Este tipo de fracturas, a las que no se pudo asociar de manera irrefutable con ninguno de los dos juegos principales ya mencionados, no presentan un patrón o modelo directriz que las rijan, por tal motivo pese a presentar los resultados no se tuvieron mayor-



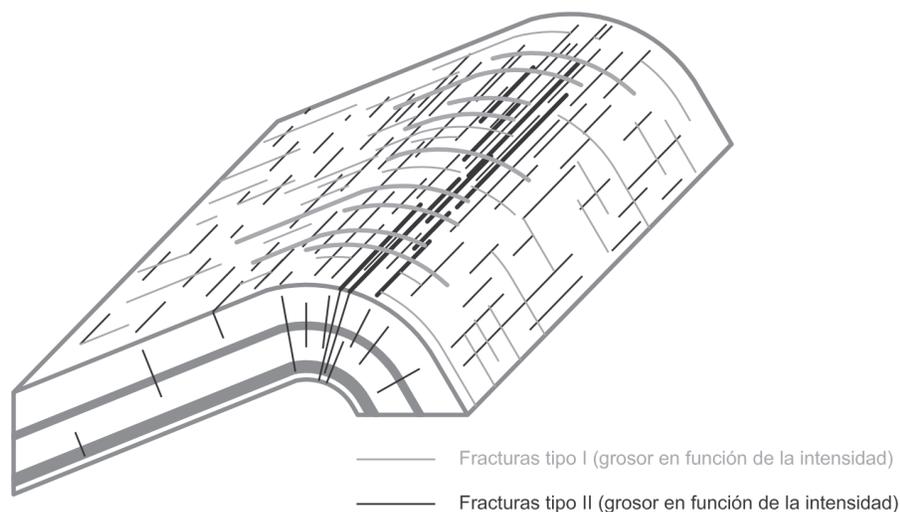


Figura 9: Modelo conceptual de fracturas.

mente en cuenta a la hora de las deducciones y conclusiones.

Con respecto a la relación de los juegos de fracturas con las características mencionadas de curvatura, buzamiento y cota estructural, solo se halló la mencionada para el juego Tipo II en relación a la curvatura. Para los otros tipos de fracturas y características no se encontraron relaciones coherentes.

Finalmente a partir de los conceptos vertidos y de las conclusiones obtenidas, se presenta de forma esquemática el modelo conceptual de fracturas propuesto (Fig. 9)

Conclusiones

Luego de realizado el trabajo de campo, el estudio de fracturas y el análisis de datos presentados se llegaron a las siguientes conclusiones:

1. La zona presenta un estilo deformacional típicamente compresivo con direcciones actuales para el esfuerzo horizontal máximo (SH) de 80-90° O, que se ven reflejadas en el desarrollo de la faja plegada y corrida de tipo epidérmica en la que la zona de estudio se halla inmersa.

2. La estructura de la sierra del Alto Río Seco o de San Antonio presenta un nivel de despegue basal ubicado en los niveles pelíticos de la Formación Lipeón (Silúrico), un nivel de despegue medio ubicado en los niveles pelíticos basales de la Formación Los Monos (Devónico medio) y un nivel de despegue superior ubicado en los niveles pelíticos superiores, próximos al techo, de esta última formación.

De esta manera quedan identificados tres niveles estructurales los que se encadenan de tal manera que el inferior y medio condicionan fuertemente al superior.

3. La zona de máxima curvatura va migrando desde posiciones de limbo frontal para la porción sur del plegamiento hacia posiciones netamente crestales para la porción media, y volviendo luego a posiciones de limbo

frontal para la porción norte del plegamiento.

Esta geometría *boomerang* de la migración parece tener relación con el desarrollo lateral de las zonas de valores máximos. Esta amplitud se reconoce inversamente proporcional a los valores absolutos de curvatura en el sentido de que cuanto mayor es el valor de curvatura menor desarrollo lateral posea la zona de máximos.

4. El solapamiento de las zonas de mayor intensidad de fracturas en superficie con las que presentan los mayores valores de producción acumulada del yacimiento San Pedro (niveles de subsuelo) demuestra que la deformación sufrida por todo el Carbonífero como un solo paquete unitario fue desarrollada en forma coherente. Y que si bien los depósitos carboníferos pueden presentar discontinuidades menores y variables espesores para sus capas, cobra importancia destacar que la deformación tectónica no llegó a desacoplar mecánicamente los depósitos del Carbonífero superior del inferior.

5. Las fracturas hallan sus valores de mayor intensidad en las secciones crestales y del limbo frontal dependiendo del juego identificado.

En el primer caso se trata del juego de fracturas **Tipo I** (perpendiculares a la estructura) y en el segundo del juego **Tipo II** (paralelas a la estructura). Sobre todo esta última guarda una próxima relación con la curvatura modelada y con los datos de producción acumulada de los pozos pertenecientes al yacimiento San Pedro.

De esta manera se concluye que presenta un comportamiento de reservorio naturalmente fracturado.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñaloza, F. G., Buatois, L. A., Mángano, M. G., Esteban, S. B., Tortello, M. F. y Aceñaloza, G. F. 1999. Cámbrico y Ordovícico del Noroeste Argentino. Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29(7): 169-187, Buenos Aires.
- Aceñaloza, F. G., Aceñaloza, G. F. y García, G. 1999. El Silúrico-Devónico del Noroeste Argentino. Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29(9): 205-214, Buenos Aires.
- Antonellini, R. 1998. Outcrop Characterization of Fractures in the

- Huamampampa Formation. EPTG Amoco, informe inédito, Buenos Aires.
- Aramayo Flores, F. 1999. Estructura de las Sierras Subandinas del Noroeste Argentino. Geología del Noroeste Argentino. 14° Congreso Geológico Argentino (eds.) G. González Bonorino, R. Omarini, J. Viramonte, Relatorio 1: 401-414, Salta.
- Ayaviri, A. 1967. Estratigrafía del Subandino Meridional. Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos (inédito). Informe N° 1215, 121 PP Santa Cruz de la Sierra. En: Ramos, V. A., 1999. Los Depósitos Sinorogénicos Terciarios de la Región Andina. Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29(22): 651-682, Buenos Aires.
- Azcuy, C. L., Di Pasquo, M. 1999. Carbonífero y Pérmico de las Sierras Subandinas, Cordillera Oriental y Puna. Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29(11): 239-260, Buenos Aires.
- Bonarelli, G. 1914. La estructura geológica y los yacimientos petrolíferos del Distrito Minero de Orán. Ministerio Agricultura, Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología. Boletín 1-43 p.
- Bonarelli, G. 1921. Tercera contribución al conocimiento geológico de las regiones petrolíferas subandinas del norte (provincias de Salta y Jujuy). Ministerio Agricultura, Anales Sección Geología 15(1): 1-96.
- Cohen, M. 2002. Caracterización del Sistema de Fracturas Naturales de los Campos San Pedrito y Macueta. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Actas digitales, Trabajos técnicos, Mar del Plata.
- Constantini, L. A., Rodríguez, A., Fontana, C., Hernández, R. M., y Rodríguez Schelotto, M. L. 2002. Los Reservorios de la Formación Tranquitas y «Terciario Subandino». Rocas Reservorio de las cuencas Productivas de la Argentina. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. (eds.) M. Schiuma, G. Hinterwimmer y G. Vergani, 753-766, Mar del Plata.
- Couples, G. D., Lewis, H. y Tanner, P. W. G. 1998. Strain Partitioning during flexural slip folding. En M. P. Coward, T. S. Daltaban y H. Johnson (eds.) Structural Geology in Reservoir Characterization, Geological Society, Special Publication 127: 149-166.
- Di Marco, L. 2004. Camino de los Infernales – Geología de la Sierra del Alto Río Seco o de San Antonio, Estructura San Pedro. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, inédito, Buenos Aires.
- Hennings, P. Ah., Olson, J. E. y Thompson, L. B., 2000. Combined Outcrop Data and Three Dimensional Structural Models to Characterize Fractured Reservoirs: An Example from Wyoming. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin 84(6): 830-849.
- Hernández, R., Echavarría, L., Allmendinger, R., Reynolds y J. Y Jordan, T. 2002. La faja plegada y corrida subandina del noroeste argentino. Secuencias preecrecimiento y crecimiento, geometría estructural y tiempo de evolución de los andes. V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas digitales, Trabajos técnicos, Mar del Plata.
- Isack, B. 1988. Uplift of the Central Andean Plateau and Bending of the Bolivia Orocline. Journal Geophysical Research 93: 3211-3231.
- Kley, J. Y Monaldi, C. R., 1999. Estructura de las sierras subandinas y del sistema de Santa Bárbara. En: G. González Bonorino, R. Omarini, J. Viramonte (eds.) Geología de la región del NOA, 14 Congreso Geológico Argentino. Relatorio 1: 415-425, Salta.
- López Gamundi, O. R. 1986. Sedimentología de la Formación Tarija. Carbonífero de la Sierra de Aguaraquí, provincia de Salta. Revista Asociación Geológica Argentina 41(3-4): 334-355.
- Lúquez, J., Hofmann, Ch. y Constantini, L. 2002. Los Reservorios de las Formaciones Santa Rosa, Icla y Huamampampa. En Rocas Reservorio de las Cuencas Productivas de la Argentina. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. (eds.) M. Schiuma, G. Hinterwimmer, G. Vergani 683-697, Mar del Plata.
- Mingramm, A. y Russo, A. 1972. Sierras Subandinas y Chaco Salteño. En Leanza, A. F. (ed.) Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 185-221, Córdoba.
- Nelson, R. A. 2001. Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs, 2° Edition:3-4.
- Padula, E.L. y Rey, F.C. 1958. Contribución al Léxico Estratigráfico de las Sierras Subandinas. Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos, Boletín Técnico 1(1): 9-70.
- Ramos, V.A. 1999a. Rasgos estructurales del Territorio Argentino. Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29 (24): 716-759, Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 1999b. Los Depósitos Sinorogénicos Terciarios de la Región Andina. Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29(22): 651-682, Buenos Aires.
- Rawnsley, K. y Wei, L. 2001. Evaluation of new method to build geological models of fractured reservoirs calibrated to production data. Petroleum Geoscience 7(1): 23-33.
- Reed, L. C. 1946. San Pedro Oil Field, Pvince of Salta, Northern Argentina. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin 30(4): 591-605.
- Requena, E., Fernández, G. y Guerra, H. 1989. Informe geológico final de anticlinales Ojo de Agua - La Ceiba, Serranía de Aguaraquí. Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos (inédito), 26 p., Santa Cruz de la Sierra.
- Reyes, F.C., 1972. On the Carboniferous and Permian of Bolivia and Northwestern Argentina. Anales Academia Brasileña Ciencias (Supl.) 4: 261-277.
- Schlagintweit, O. 1937. Observaciones estratigráficas del norte argentino. Boletín Informaciones petroleras, 14 (156): 1-49, Buenos Aires.
- Schlagintweit, O. 1943. La posición estratigráfica del yacimiento de hierro de Zapla en la Argentina y Bolivia. Revista Minera 13: 115-127.
- Starck, D., Gallardo, E. y Schulz, A. 1993. Neopaleozoic stratigraphy of the Sierras Subandinas Occidentales and Cordillera Oriental, Argentina. 12° International Congress Carboniferous-Permian, Comptes Rendus 2: 353-372, Buenos Aires.
- Starck, D., 1999a. Evolución Estratigráfica y Sedimentaria de la Cuenca de Tarija. Geología del Noroeste Argentino. 14° Congreso Geológico Argentino. (eds.) G. González Bonorino, R. Omarini, J. Viramonte, Relatorio 1: 227-234, Salta.
- Starck, D. 1999b. Los Sistemas Petroleros de la Cuenca de Tarija. 4° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas 1: 63-82, Mar del Plata.
- Starck, D., Rodríguez, A. y Constantini, L. 2002a. Los Reservorios de las Formaciones Tupambi, Tarija, Las Peñas y San Telmo. Rocas Reservorio de las Cuencas Productivas de la Argentina. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. (eds.) M. Schiuma, G. Hinterwimmer, G. Vergani, 699-716, Mar del Plata.
- Starck, D., Constantini, L. y Schulz, A. 2002b. Análisis de algunos aspectos geométricos y evolutivos de las estructuras de la faja plegada subandina del norte de Argentina y el sur de Bolivia. V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Actas digitales, Trabajos técnicos, Mar del Plata.
- Stearns, D. W. 1968. Certain Aspects of Fractured in Naturally Deformed Layered Rock. In Kink Bands and Brittle Deformation, Geological Survey of Canada, Paper 68-52: 79-95.
- Vistalli, M.C. 1999. Cuenca Siluro Devónica. Geología del Noroeste Argentino. 14° Congreso Geológico Argentino. (eds.) G. González Bonorino, R. Omarini, J. Viramonte 1: 168-184, Salta.
- Zapata, T. y Araujo, H. 2003. Discrete Fracture Characterization Applied to the Margarita Field, Bolivia. 8° Simposio Bolivariano, Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas, Memorias 2: 170-179, Cartagena de Indias.
- Zunino, J. 1944. La estructura de la Sierra de Aguaraquí desde el paralelo 22° hasta la estación de Cornejo Ballivián. YPF, informe inédito, Buenos Aires.

Recibido: 20 de octubre, 2005

Aceptado: 5 de diciembre, 2005