

HOJA 3169-20 " CASTAÑO NUEVO "

PROVINCIA DE SAN JUAN

TEXTO EXPLICATIVO

AGRUPACION INSTITUTO CARTOGRAFICO

La presente Hoja y Texto Explicativo han sido realizados por la AGRUPACION INSTITUTO CARTOGRAFICO con normas, dirección y supervisión del SEGEMAR, habiendo intervenido los siguientes autores:

En *Cartografía*: R.G. Espina, M.I.Cegarra y D. Ragona

En el *Texto Explicativo*:

Introducción, Tectónica e Historia Geológica. - R.G. Espina, M.I.Cegarra y D. Ragona

Estratigrafía. - R.G. Espina, M.I.Cegarra, D. Ragona, P.D.González y G.L. Lo Forte.

Geoquímica. - P.D. González y A.M. Sato

Geomorfología. - J. Escuer

Geología Económica. - D. Arias

INDICE

1 RESUMEN. ABSTRACT	1
2 INTRODUCCION	2
3 ESTRATIGRAFIA	4
3.1 Carbonífero - Pérmico inferior.	
3.1.1 Formación La Puerta	
3.2 Pérmico - Triásico	
3.2.1 Grupo Choiyoi	
3.2.2 Intrusivos permotriásicos	
3.2.3 Formación Las Vizcachas	
3.3 Terciario	
3.3.1 Formación Arroyo Las Chinchas	
3.3.2 Intrusivos terciarios	
3.4 Cuaternario	
3.4.1 Pleistoceno	
3.4.2 Holoceno	
4 GEOQUIMICA	29
4.1 Volcanitas Gondwánicas	
4.2 Plutones y Diques Gondwánicos	
4.3 Síntesis del magmatismo Gondwánico	
4.4 Volcanitas Mesocenozoicas	
5 TECTONICA	54
5.1 Estructuras Gondwánicas	
5.2 Estructuras extensionales	
5.3 Orogenia Andina	
6 GEOMORFOLOGIA	64
6.1 Fisiografía	

- 6.2 Análisis geomorfológico. Descripción y análisis morfográfico de las formas
- 6.3 Evolución dinámica. Historia geomorfológica
- 6.4 Morfodinámica actual y subactual, tendencias futuras y riesgos geológicos asociados

7 HISTORIA GEOLOGICA	70
8 GEOLOGÍA ECONÓMICA	72
8.1 Introducción	
8.2 Descripción de los depósitos minerales	
8.2.1 Mineralizaciones de Au-(Ag)	
8.2.2 Mineralizaciones de Pb-Zn-(Ag)	
8.2.3 Mineralizaciones de Cu	
8.2.4 Mineralizaciones de Mn	
8.2.5 Minerales industriales	
8.3 Evolución metalogénica	
8.4 Blancos de alteración	
8.5 Resumen y conclusiones	
9 SITIOS DE INTERES GEOLOGICO (SIG)	77
10 BIBLIOGRAFÍA	78

1 RESUMEN

La hoja 3169-20 Castaño Nuevo, situada en el occidente de la Provincia de San Juan (31° a 31°20' L.S y 69°30' a 70° L.O), abarca dos dominios morfoestructurales, la Cordillera Frontal y la Depresión de Rodeo-Uspallata. La primera está caracterizada por el predominio de rocas ígneas permotriásicas y terciarias, mientras que la segunda está constituida principalmente por depósitos sinorogénicos clásticos cenozoicos.

Los afloramientos más antiguos de la zona corresponden a sedimentitas marinas neopaleozoicas de la Formación La Puerta, compuesta por areniscas y pelitas deformadas por la Fase Sanrafaélica. Estas son cubiertas en discordancia angular por el Grupo Choiyoi (Permotriásico), que constituye un potente conjunto volcánico-volcanoclástico, con sedimentitas subordinadas, vinculado a un régimen extensional. En líneas generales se lo puede dividir en una Sección Inferior Andesítica y una Sección Superior Riolfítica (Sato y Llambías, 1993). En general la parte inferior del grupo es predominantemente andesítica (Formación Vega de los Machos), con intercalaciones de sedimentitas clásticas y calcáreas (Formación Castaño), mientras que en el sector superior predominan las volcanitas ácidas (Formación El Palque) con andesíticas subordinadas hacia el tope (Formación Atutía). Asociados a las volcanitas existen una serie de cuerpos intrusivos, plutónicos y subvolcánicos, cuya composición es granodiorítica a granítica o andesítica. En discordancia angular, que marcaría la culminación del período extensional, se dispone sobre la Formación Vega de los Machos un conjunto de volcanitas mesosilíceas denominadas Andesita Las Vizcachas (Triásico superior- Jurásico?).

Cubriendo las unidades previas en discordancia sobre un fuerte paleorrelieve, se encuentra una secuencia volcánica-volcanoclástica, denominada Formación Arroyo Las Chinchas (Terciario), la cual está vinculada a la orogenia ándica. Afectando las rocas anteriores se reconocen diversos intrusivos menores, diques y filones tanto permotriásicos como terciarios, de composición ácida a intermedia-básica, a los cuales se asocia una importante alteración hidrotermal que genera los principales yacimientos minerales del área. En la depresión Rodeo-Uspallata afloran depósitos cuaternarios aluviales, de grano grueso con intercalaciones lacustres, denominados como formaciones Las Minutas y Cambachas, los cuales se disponen en discordancia angular sobre las unidades precedentes. La secuencia estratigráfica culmina con sedimentos subactuales, constituidos por depósitos sedimentarios de diversa naturaleza.

Las principales estructuras de la zona se concentran en bandas de dirección N-S y NNO-SSE, destacándose la presencia de fallas inclinadas fuertemente al oeste que involucran a las rocas pre-cuaternarias. En la estructuración de la zona se reconoce un importante evento compresivo, que generó una deformación epidérmica en el Pérmico inferior bajo (Fase Sanrafaélica). Posteriormente tiene lugar un período extensional de gran magnitud que da lugar al desarrollo de fallas normales de escala regional; este período abarcó del Pérmico inferior al Triásico superior. Durante el Terciario la región fue sometida a la deformación ándica la cual quedó evidenciada por el desarrollo de fallas inversas de alto ángulo e inversión de estructuras tensionales previas. Este evento compresivo continua, aunque a una velocidad menor, estructurando la Cordillera hasta el presente.

2 INTRODUCCION

El presente trabajo constituye el relevamiento regular a escala 1:100.000 de la hoja geológica 3169-20 Castaño Nuevo. La primera fase del trabajo consistió en una recopilación bibliográfica y cartográfica de los trabajos previos, junto con una fotointerpretación tanto de las imágenes de satélite (1:100.000) como de las fotos aéreas (1:50.000). Posteriormente se realizaron los relevamientos y controles de campo a lo largo de los veranos de 1996 y 1997. Las dos primeras campañas tuvieron por objeto efectuar el reconocimiento y mapeo detallado de las unidades geológicas aflorantes, así como un primer muestreo orientativo de las mismas. En las tres últimas comisiones, además de finalizarse los trabajos cartográficos, se realizó un muestreo selectivo para caracterizar los aspectos geoquímicos y geocronológicos de las principales unidades ígneas. Además, en una de estas campañas, se levantaron perfiles de detalle en las sedimentitas de mayor interés. Los datos recogidos e interpretados por los distintos especialistas dieron lugar a una serie de informes (tectónico, petrológico, sedimentológico, metalogenético y geomorfológico) que han sido integrados y sintetizados en esta memoria explicativa.

La Hoja Castaño Nuevo se encuentra situada en el sector occidental de la Provincia de San Juan, dentro del Departamento de Calingasta. Está limitada por los paralelos de 31° y 31°20' de latitud sur y los meridianos de 69°30' y 70° de longitud oeste de Greenwich, abarcando una superficie aproximada de 1.800 Km². La única población permanente en el área de la Hoja son algunas granjas situadas en las márgenes del río Castaño, y que se conocen como Villa Corral. Por aquí transcurre el único camino transitable por automóviles, la ruta provincial 431, que une la localidad de Calingasta con la zona de Castaño Nuevo.

Fisiográficamente pueden distinguirse dos dominios. El primero, de topografía más baja (1.600-2.200 m de altura), situado en el extremo oriental de la hoja y que constituye la denominada Pampa de la Puerta. Este dominio pertenece a la depresión de Rodeo-Calingasta-Uspallata que separa la Precordillera de la Cordillera Frontal. El segundo dominio fisiográfico, que ocupa la mayor parte de la hoja, pertenece al sector oriental de la Cordillera Frontal, caracterizada por elevados cordones montañosos que en el área estudiada superan en ocasiones los 5.000 m de altura.

Las escasas precipitaciones, tanto de lluvia como de nieve, condicionan una red de drenaje de carácter episódico y estacional, en la que los principales cauces llevan agua en sus cabeceras y tramos medios, insumiéndose al llegar a la Pampa de la Puerta. No obstante, durante las avenidas y deshielos, los cauces que discurren por la citada pampa pueden transportar grandes cantidades de agua y sedimentos. La vegetación es escasa, distinguiéndose dos dominios fitogeográficos, el Puneño y el Altoandino. El primero corresponde especialmente a la Pampa de la Puerta, donde predomina la estepa arbustiva y la herbácea, destacándose la presencia de distintas especies de jarillas. El dominio Altoandino corresponde a la Cordillera Frontal, desarrollándose la estepa arbustiva en sus partes bajas y únicamente la herbácea en las partes altas hasta los 4.000 m, en donde desaparece la vegetación.

La zona abarcada por la hoja Castaño Nuevo, cuenta en la actualidad con escasos trabajos publicados. Sin embargo, desde un punto de vista regional caben citarse los primeros estudios, de carácter general, de Stelzner (1885), Bodenbender (1902), Stappenbeck (1910), Schiller (1912) y Groeber (1948 y 1951). Posteriormente a partir de los trabajos de Minera TEA (1968), Quartino et al. (1971), Stipanovic (1972 y 1979), Lencinas (1982) y otros trabajos inéditos de empresas mineras, se logra el avance en el conocimiento de la geología regional de la zona.

Es recién a partir de la tesis doctoral de Caballé (1986), de los estudios realizados por Furque y Caballé (1986) en la descripción geológica de la Hoja 20b-Calingasta, a escala 1:200.000, y de la

síntesis de estos trabajos Caballé (1990) cuando se obtiene un conocimiento más detallado de la geología de la hoja Castaño Nuevo.

Más recientemente cabe destacar los trabajos que vienen realizando Llambías y Sato (1990, 1995), que aportan un importante avance en el conocimiento regional del magmatismo del Paleozoico superior-Triásico. También son de importancia los estudios efectuados por Rodríguez Fernández et al. (1996), con motivo del relevamiento de la Hoja Castaño Viejo (escala 1:100.000), situada inmediatamente hacia el norte, donde se introducen modificaciones en la estratigrafía y estructura de la Cordillera Frontal de esta zona. Por último también es necesario destacar los aportes surgidos de las modificaciones efectuadas en la geología regional a partir del relevamiento de la Hoja Barreal (Ragona y Anselmi, 1998), a escala 1:250.000 (inédita), y de la síntesis a escala 1:500.000 de la Provincia de San Juan (Ragona et al., 1995).

3 ESTRATIGRAFIA

3.1 Carbonífero-Pérmico inferior.

3.1.1 Formación La Puerta (1)

Las sedimentitas del Paleozoico superior de la Cordillera Frontal sanjuanina fueron reconocidas a escala regional por Groeber (1943), posteriormente Polanski (1970) las denominó Formación Cerro Agua Negra a aquellas ubicadas en el sector del Paso de Agua Negra. Más tarde Caballé (1986) define formalmente a las sedimentitas neopaleozoicas aflorantes en el ámbito de la Hoja Castaño Nuevo como Formación La Puerta. Este autor distinguió dentro de esta unidad a tres miembros: Villa Corral, La Vaquita y Manrique. El primero, abarca las sedimentitas que afloran en la Pampa de La Puerta; los otros dos miembros reúnen a los que se encuentran en las quebradas de Las Vacas, La Choca y Manrique. En el presente trabajo se ha optado por no utilizar esta separación en miembros, ya que se han introducido modificaciones en la extensión y ubicación estratigráfica de alguno de ellos. Tal es el caso del Miembro Manrique que fue incluido en la Formación Castaño, ubicada ahora en la base del Grupo Choiyoi.

La Formación La Puerta aflora en forma local, dispersa y siempre asociada a accidentes tectónicos, que la exhuman en sus bloques elevados (Fallas de la Choca y Casposo). Las sedimentitas de esta unidad están afectadas por cabalgamientos y pliegues originados durante la Fase Sanrafaélica de la Orogenia Gondwánica, por lo que resulta imposible obtener un perfil completo de dicha formación. Por ello se realizará una breve descripción de las secciones que presentan una mejor calidad de afloramientos.

En su localidad tipo, Arroyo de La Puerta, la formación está fuertemente tectonizada, reconociéndose distintos tipos de litologías epiclásticas con una disposición subvertical. En el sector oeste se reconocen ortocuarцитas blanquecinas, finamente laminadas o con laminación entrecruzada irregular, en bancos finos a medios, que hacia arriba comienzan a alternar con areniscas muy finas y lutitas grises, hasta que estas últimas se toman dominantes. Las mismas se presentan en bancos finos, en algunos casos con laminación plano paralela o marcas de base; por sectores se las observa altamente deformadas y metamorfizadas. Hacia el este predominan limolitas macizas de tonos gris-verdosos y areniscas medias, en bancos finos a medios. En partes estas rocas están afectadas por un metamorfismo de contacto, evidenciado por la presencia de porfiroblastos de cordierita (Caballé, 1986), debido a la intrusión de los granitoides permotriásicos. La existencia de fallas que alteran la disposición sedimentaria original, impide aseverar cuales de los términos aflorantes están en la parte baja y cuales en la parte alta de la secuencia, si bien Caballé (1986) interpreta una sucesión granodecreciente con las cuarcitas a la parte baja y las limolitas hacia el techo.

En el curso inferior del Arroyo de las Burras se puede apreciar otro afloramiento de la Formación La Puerta. Aquí se trata de areniscas gris verdosas de grano medio, con intercalaciones de fangolitas, en bancos de entre 15 a 20 centímetros de espesor. En este sector la unidad se muestra fuertemente plegada y vergente hacia el oeste, con el desarrollo de clivaje de fractura en las pelitas.

En el Arroyo de Las Vacas, por debajo de la discordancia basal del Grupo Choiyoi y en el bloque elevado de la Falla de la Choca, afloran nuevamente las sedimentitas de la Formación La Puerta. La parte inferior es predominantemente lutítica y la superior cuarcítica. Las lutitas negras

de la parte inferior se encuentran repetidas por varios cabalgamientos paralelos a la estratificación, todos ellos de vergencia este. Junto con las lutitas negras, este tramo también incluye areniscas finas laminares, algunas de ellas con superficies onduláticas y laminaciones cruzadas. El tramo superior está constituido por areniscas cuarcíticas gris claras, estratificadas en bancos tabulares que alcanzan hasta 1 metro de espesor, presentando estructuras entrecruzadas, onduláticas y flaser, éstos se intercalan con niveles de pelitas negras micáceas.

En el curso inferior del Arroyo de la Choca, adosadas a la falla del mismo nombre y hacia el oeste, afloran areniscas cuarcíticas gris claras bien estratificadas y muy parecidas a las del tramo superior del arroyo de Las Vacas. Hacia el este de la falla, aflora otra secuencia de esta unidad de unos 150 m de espesor. La misma comienza con areniscas finas a medias en cuerpos lenticulares que internamente presentan estratificación entrecruzada y entrecruzada en artesa. Hacia arriba comienzan a intercalarse bancos tabulares compuestos por areniscas finas, muy finas y pelitas, los que finalmente resultan dominantes. Luego, el perfil remata con un paquete compuesto por areniscas finas a medias con ichnofósiles (tubos verticales con pared calcárea), que se intercalan con otras de similar composición y con estratificación entrecruzada. Por encima de estos últimos paquetes, en discordancia angular, se disponen niveles de conglomerados polimícticos y volcanitas asignados al miembro volcanoclástico de la Formación Castaño.

El resto de afloramientos de la Formación La Puerta se localizan en las proximidades del Cerro Casposo y en un pequeño afloramiento situado en el curso inferior del Arroyo Manrique. En ambos casos se trata de alternancias de pelitas gris-verdosas que intercalan delgados niveles de areniscas limosas más oscuras.

Respecto al ambiente sedimentario en el que se depositó la Formación La Puerta, los afloramientos de la parte oriental, situados en el bloque elevado de la Falla del Casposo, se vincularían a un ambiente marino de profundidad variada, mientras que los afloramientos de la parte occidental presentan características más someras, litorales (cuarcitas con laminaciones de oscilación) e incluso de clara influencia continental (Caballé, 1986). Este último aspecto viene determinado por el hallazgo de trazas y microfósiles continentales en las lutitas negras del Arroyo de las Vaquitas, "*Orchoterpis atavus*" y formas de "*Carbonicola* sp.", a los que se les ha atribuido una edad Estefaniense (Caballé, 1986). Durante el Carbonífero medio al Pérmico inferior bajo, las áreas de sedimentación que constituirían la Precordillera y la mayor parte de la Cordillera Frontal, ocupaban una posición de retroarco con respecto a la subducción gondwánica (Ramos, 1988; Lopez Gamundi et al, 1989). En este ambiente geotectónico y a grandes rasgos, la sedimentación durante este período consistiría en sistemas deltaicos que progradaban desde la Precordillera hacia la Cordillera Frontal, donde se encontrarían las condiciones marinas más abiertas (Ramos, 1988).

Acercas de la edad de esta unidad, ya se ha comentado la asignación al Estefaniense sugerida por Caballé (1986) para los afloramientos del Arroyo de Las Vacas, quien además postula para toda la formación una edad namuriana-asseliana. De acuerdo con las dataciones radiométricas efectuadas en las volcanitas andesíticas suprayacentes de la Formación Vega de Los Machos, éstas sedimentitas serían previas al Pérmico inferior bajo. Esta unidad ha sido correlacionada hacia el norte con la Formación Agua Negra (Polansky, 1970) y hacia el sur con las formaciones Yalguaraz (Amos y Rolleri, 1964), El Plata (Caminos, 1965) y Alto Tupungato (Polansky, 1958), atribuidas al Carbonífero superior-Pérmico inferior (Aparicio, 1969; López Gamundi et al., 1994).

3.2 Pérmico - Triásico

3.2.1 Grupo Choiyoi

El conocimiento de las rocas volcanogénicas posteriormente atribuidas a este grupo en la Cordillera Frontal de San Juan y Mendoza, se remonta a los trabajos de Steltzner (1873). Posteriormente las mismas fueron reconocidas y estudiadas por Ave Lallement (1892), Schiller (1912), Stappenbeck (1910, 1917) y Kühn (1914). Groeber (1918) denomina a estas secuencias volcánicas como Serie Porfirítica Supratriásica, sustituyéndole luego este nombre por el de Choyoilitense, mencionando como localidad tipo la Cordillera del Viento en el norte de Neuquén (Groeber, 1946 y 1947). Rolleri y Criado Roque (1969) formalizan la denominación de esta unidad como Formación Choiyoi, enmendando el Choyoilitense de Groeber, incluyendo en la misma a las rocas efusivas neopaleozoicas de la Cordillera Frontal y Precordillera. Stipanovic et al. (1968) utilizan la categoría de Grupo Choiyoi, abarcando en él volcanitas parcialmente equivalentes al Choyoilitense de Groeber. Mirré (1967), Coira y Koukharsky (1976) y Cortés (1985), diferencian distintas formaciones dentro del Grupo Choiyoi, en la Cordillera Frontal del norte de Mendoza y sur de San Juan. Es necesario mencionar también los importantes aportes efectuados por Llambias y Sato, en el conocimiento del Grupo Choiyoi y sus relaciones con el plutonismo coetáneo (Llambias y Sato, 1995; Sato y Llambias, 1993), junto con los trabajos realizados por Mpodozis y Kay (1992) en el magmatismo permotriásico de la vertiente chilena. En el entorno de la Hoja Castaño Nuevo, se tienen algunas referencias regionales sobre este grupo en los trabajos de Groeber (1951 y 1963), Quartino (1969), Aparicio (1984), y algunos informes mineros inéditos. Como principal antecedente para esta zona, donde ya se efectúan estudios de detalle, cabe destacar la tesis doctoral de Caballé (1986), donde se subdivide el grupo en seis unidades distintas, retomadas luego en la descripción de la hoja 20 b Calingasta (escala 1:200.00) realizada por Furque y Caballé (1986) y en un trabajo posterior (Caballé, 1990). Por último, Rodríguez Fernández et al. (1996), describieron recientemente el Grupo Choiyoi en la Hoja Castaño Viejo, inmediatamente al norte del área del presente estudio, distinguiendo varias formaciones dentro del mismo.

El Grupo Choiyoi dentro de la hoja Castaño Nuevo representa un complejo conjunto volcánico-volcanoclástico, con intercalaciones epiclásticas y calcáreas de carácter local. Las cambiantes relaciones, tanto laterales como verticales, que se observan entre las distintas litologías que conforman este grupo, tornan un tanto especulativa la subdivisión del mismo en unidades claramente mapeables. Debido a esto se ha individualizando dentro del mismo aquellas secuencias de rocas distinguibles a grandes rasgos en el campo y cartográficamente representables según el siguiente cuadro:

3.2.1.1 Formación Castaño (2 y 3)

Esta unidad ha sido recientemente definida en la vecina hoja de Castaño Viejo por Rodríguez Fernández et al. (1996), donde mencionan como afloramientos típicos el sector ubicado entre el río y las sierras de Castaño. Estos autores sitúan esta formación en la base del Grupo Choiyoi, apoyada en discordancia angular sobre las sedimentitas marinas neopaleozoicas. Describen su litología como un sector basal de conglomerados polimícticos, interestratificados con

aglomerados, tobas y volcanitas andesíticas, un sector medio y superior de areniscas y limolitas alternantes con tufitas, volcaniclastitas y volcanitas.

En la hoja Castaño Nuevo, esta unidad aflora en el sector centro-norte de la misma, afectada por un importante plegamiento y fallamiento, observándose en las cabeceras del arroyo Manrique, la parte inferior a media de los arroyos El Rosillo, Las Cuevas y La Choca, además de una pequeña escama tectónica en el arroyo de Las Vacas. A diferencia de la litología mencionada más al norte por Rodríguez Fernández et al. (1996), en el sector que nos ocupa esta unidad presenta conspicuas intercalaciones calcáreas. Las mismas se han mapeado bajo la denominación de **miembro Manrique (3)** (Caballé, 1986), dentro de la Formación Castaño, cuando su magnitud lo justifica, considerando como **miembro volcaniclástico (2)** al resto de la unidad.

La Formación Castaño abarca la parte inferior de la secuencia que Caballé (1986) denominó como Formación Vega de Los Machos, dentro del Grupo Choiyoi, más lo que dicho autor refiere como Miembro Manrique de la Formación La Puerta. La inclusión de dicho miembro en la Formación Castaño ha surgido de la observación que en distintos puntos se ha efectuado de la asociación primaria de estos calcáreos con las areniscas, volcanitas y volcaniclastitas de la parte inferior del Grupo Choiyoi, más que con las sedimentitas neopaleozoicas antes descriptas.

En la zona relevada esta unidad se encuentra tanto discordancia angular como en contacto de falla sobre las sedimentitas de la Formación La Puerta. Esto se observa en el sector inferior de la quebrada de La Choca, poco al este de la desembocadura del arroyo El Rosillo. Es cubierta, en el sector medio de la quebrada de Manrique, por la Formación Vega de los Machos, hacia el que pasa gradualmente, tanto vertical como lateralmente, cuando se pierde el carácter sedimentario y se ingresa en los tramos dominados por las volcanitas y volcaniclastitas del grupo. En las cabeceras de los arroyos de la Choca, El Rosillo y Las Cuevas, como también en el flanco norte de la quebrada del Río de Las Vacas, se encuentra en contacto tectónico con la Formación Vega de los Machos, mientras que en los alrededores del portezuelo de Potretitos subyace en discordancia angular a la Andesita Las Vizcachas.

En la quebrada de La Choca, aguas abajo de la desembocadura del arroyo El Rosillo, la Formación Castaño está representada por el **miembro volcaniclástico (2)**, el cual comienza con unos 50 m de conglomerados polimícticos, que descansan sobre una fuerte discordancia angular labrada sobre las rocas intensamente plegadas de la Formación La Puerta. Los mismos presentan una coloración verde a grisácea, se encuentran bien estratificados en bancos de 0.5 a 2 m, están compuestos por clastos angulosos, de hasta 15 cm, de cuarcitas y volcanitas andesíticas, en una matriz arenosa compuesta por líticos volcánicos y cuarcíticos. Estos conglomerados presentan esporádicas intercalaciones de andesitas de grano fino, brechas y tobas andesíticas que pueden alcanzar más de 3 m de potencia. Hacia arriba se comienzan a intercalar en la sección, areniscas medianas a gruesas, de color verde, en bancos tabulares de pocos centímetros a más de 1 m de potencia, internamente macizos o con laminación, de tipo paralelo o entrecruzada planar. Estas areniscas se tornan dominantes en un intervalo que supera los 300 m de espesor. La secuencia culmina con un tramo de unos 150 m, en el cual areniscas similares a las infrayacente, se intercalan con frecuentes niveles de coladas, brechas y tobas andesíticas. Hacia el techo se observan en forma esporádica delgados niveles de calcáreos arenosos, que no superan el metro de potencia, con nódulos y bandas de chert negro y rojizo. Sobre este último tramo se asientan potentes niveles de andesitas macizas y brechas andesíticas consideradas ya como Formación Vega de los Machos.

Hacia las cabeceras de la quebrada de la Choca, desde las inmediaciones de su confluencia con el arroyo El Rosillo, aflora otra sección de la unidad. Este sector constituye la localidad tipo

donde Caballé definió el Miembro Manrique. Cubriendo a las sedimentitas de la Formación La Puerta, sobre una discordancia angular mecanizada, se encuentra la base de la secuencia atribuida al **miembro volcanoclástico (2)** de la Formación Castaño. Este comienza con unos 100 m de areniscas y areniscas tobáceas verdes, medianas a gruesas, en bancos tabulares macizos, de pocos centímetros a más de 1 m de potencia, que muestran contactos netos y planos. Las mismas presentan una dominancia de litoclastos volcánicos, con esporádicos clastos flotantes de mayor tamaño de composición andesítica y cuarcítica. Este tramo culmina con potentes bancos de brechas volcánicas andesíticas.

Sobre éstas últimas se destaca la presencia del **miembro Manrique (3)**, que se caracteriza por la marcada estratificación y la participación de delgados niveles calcáreos. Este miembro se inicia con un tramo de areniscas medianas a finas entre las que se intercalan delgados niveles de andesitas y pelitas calcáreas. Las areniscas conforman paquetes medianos de geometría tabular o suavemente lenticular, hacia el sector superior. Internamente presentan distintos tipos de laminación entrecruzada de alto y bajo régimen de flujo. Las pelitas calcáreas se encuentran en bancos suavemente lenticulares de varias decenas de metros de longitud y 1 a 2 m de potencia. Dentro de este conjunto se intercalan delgadas coladas andesíticas. Los depósitos de este sector del miembro se asimilan a sistemas fluviales entrelazados de tipo arenoso. Sobre dichos niveles continúan andesitas y brechas andesíticas de gran potencia, muy conspicuas más al norte en la quebrada de Manrique. Continuando la secuencia se suceden andesitas y depósitos piroclásticos de flujo, entre los que se intercalan delgados niveles de calizas micríticas con probable origen algáceo. En éstos últimos, hacia las cabeceras del arroyo Manrique, se han encontrado palinomorfos clasificados por G. Ottone como: *Vittatina* sp., *Pakhsfites* *fishus*, *Pteruchi* sp?, *Alisporites* sp, *Marsufis* *tiroslistus* y *Vitreisporites* sp?. Sigue la secuencia con bancos de conglomerados finos y areniscas gruesas, verde grisáceas, de geometría lenticular a irregular, con estratificación cruda difusa o en artesa, y bases fuertemente erosivas. Estas facies corresponderían a ríos entrelazados de alta energía. Sobre éstos se dispone nuevamente un potente conjunto de tobas, brechas y coladas andesíticas, que transicionalmente pasa a niveles de tobas, areniscas y areniscas calcáreas, en bancos delgados con laminación planoparalela. Estas últimas son seguidas por brechas y coladas andesíticas, que pasan hacia arriba a un conglomerado polimictico fino, el cual hacia la parte cuspidal intercala niveles de areniscas gruesas y esporádicos bancos delgados de calizas micríticas, finamente laminadas. Aquí la secuencia es truncada por una falla inversa que le superpone hacia el oeste, en contacto tectónico, niveles más bajos, volcanoclásticos, de la Formación Castaño. Hacia el norte de la quebrada El Rosillo, continúa concordantemente sobre el miembro Manrique, el miembro volcanoclástico de la Formación Castaño, donde las intercalaciones calcáreas prácticamente desaparecen.

El contenido fosilífero de la Formación Castaño es escaso y poco diagnóstico, según Caballé (1986) se encuentran valvas desarticuladas de ostrácodos y briznas vegetales mal conservadas dentro de los niveles calcáreos del miembro Manrique, a lo que se suma el hallazgo de los palinomorfos citados, atribuidos al Pérmico en sentido amplio (Ottone, com. pers.) en dicho miembro.

La edad de esta unidad se puede acotar al Pérmico inferior bajo a superior basal. Se efectúa esta asignación considerando por un lado que se encuentra en la base del Grupo Choiyoi, sobre la discordancia angular atribuida a la fase Sanrafaélica, e interdigitando lateralmente con la Formación Vega de los Machos, en la cual se poseen edades K/Ar de 288 ± 5 y 294 ± 9 Ma. Por otra parte es intruída por el Plutón Las Vacas, con una datación radimétrica de 261 ± 6 Ma.

Con respecto al ambiente de deposicional de esta unidad, se podría vincular con sistemas fluviales y lacustres asociados a un volcanismo continental andesítico, probablemente relacionado a un arco magmático afectado por procesos extensionales, donde se generarían pequeñas cuencas efímeras con rellenos volcano sedimentarios.

3.2.1.2 Formación Vega de los Machos (4)

Esta unidad fue definida por Caballé (1986), con su localidad tipo en el arroyo Derecho, inmediatamente al sur del área estudiada. Dicho autor menciona en ese sector una sección de unos 500 m de potencia, constituida por un conjunto de rocas piroclásticas, con volcanitas subordinadas, donde se intercalan niveles epiclásticos. También menciona un conjunto septentrional con mayor participación de brechas y coladas andesíticas, y la presencia de intercalaciones calcáreas en el arroyo de Las Vacas.

Se distribuye principalmente en el sector central y nororiental de la hoja desde el borde occidental de la Pampa de La Puerta hacia el oeste, principalmente en la zona drenada por el arroyo Manrique, y en el extremo inferior de las quebradas de La Puerta y Las Burras.

Se apoya en fuerte discordancia angular sobre las sedimentitas neopaleozoicas de la Formación La Puerta, como se puede observar claramente al sur del Cerro de Puchuzún, y de manera concordante sobre las rocas de la Formación Castaño, como se observa en el tramo medio del arroyo Manrique, con las cuales también se infiere una interdigitación lateral al pasar de un dominio clástico a uno más netamente volcánico. A su vez es cubierta, en fuerte discordancia angular, por la Andesita Las Vizcachas, como se aprecia en el sector norte de la hoja, y por las rocas-volcano-volcanoclásticas de la Formación Arroyo Las Chinchas. Por otra parte esta unidad es cubierta hacia el sur por las volcanitas ácidas de la Formación El Palque, aunque en general no se observa nítido contacto entre ambas, pudiendo en parte existir un pasaje lateral entre estas unidades.

Esta Formación se presenta intruida por distintos cuerpos plutónicos e hipabisales permotriásicos, por diversos diques, ácidos a básicos, e intrusivos granodioríticos terciarios. Se muestra también afectada por fracturas y fallas, de rumbo N-S a NNO-SSE, varias de las cuales evidencian un desplazamiento normal posteriormente invertido durante el Terciario. A gran escala esta unidad forma una especie de amplio anticlinal, con suaves inclinaciones en los limbos, de eje aproximadamente N-S que buza ligeramente al S, afectado por fallamiento principalmente en la zona del núcleo y en su borde oriental.

La Formación Vega de Los Machos en la quebrada de Las Vacas se superpone en discordancia angular sobre la Formación La Puerta. En dicha zona, está constituida por brechas andesíticas, verdes a moradas, en potentes estratos de entre 0,5 a 10 m de espesor, compuestas principalmente por fenoclastos angulosos de andesitas porfíricas, que en partes llegan a superar los 30 cm de diámetro, en una pasta afanítica o de textura porfírica con fenocristales de plagioclasa. Estos niveles se alternan con tobas andesíticas, verde claras a grises, y coladas de andesitas, de colores oscuros, porfíricas o de grano fino. Es posible también observar esporádicamente, intercalaciones de areniscas verdes a grisáceas, localmente conglomerádicas, de composición predominantemente volcánica, bien estratificadas en bancos tabulares de entre 20 y 80 cm, en general internamente macizos y en partes con laminación paralela o entrecruzada planar. Aguas abajo por el Río de Las Vacas, es posible distinguir, intercalados en las tobas y brechas andesíticas, delgados niveles de calizas micríticas y arenosas, de colores grises, en bancos tabulares a lenticulares, macizas o finamente laminadas, frecuentemente con bandas y nódulos de chert.

En la quebrada de Potrero Grande, se puede apreciar una sección de esta unidad que supera los 600 m de espesor. Sobre un contacto de falla, que repite parcialmente esta unidad, se observa una sucesión que comienza con coladas andesíticas estratificadas de color verde oscuro, sobre las que se disponen potentes bancos de brechas andesíticas, compuestas por bloques angulosos de andesitas porfíricas verdosas, de entre 0,5 a 30 cm de diámetro, en una mesostasis porfírica de colores rosados con fenocristales de plagioclasa blanca. Sobre éstas se encuentran un importante conjunto, que supera los 50 m, de coladas andesíticas verdes, con textura porfírica dada por fenocristales de plagioclasa y anfíbol en una pasta afanítica. Continúan coladas andesíticas afaníticas, con colores de alteración rojizos. Estas son cubiertas por unos 20 m de brechas andesíticas, de similares características a las ya mencionadas, seguidas de 25 m de andesitas porfíricas con fenocristales de plagioclasa en una pasta afanítica verde. Luego se disponen 35 a 40 m de aglomerados caóticos, compuestos por grandes bloques angulosos de andesitas porfíricas de color rosado, que llegan a superar 1 m de diámetro, en una pasta afanítica de color verde oscuro. Continúan 10 m de aglomerados volcánicos constituidos por bloques angulosos de andesitas porfíricas verdes, de hasta 60 cm de diámetro, en una pasta andesítica de textura porfírica de color rosado con fenocristales de plagioclasa. Por encima se disponen andesitas grises a rojizas, con textura porfírica, dada por fenocristales de plagioclasa y anfíbol en una pasta afanítica. Luego se observan andesitas porfíricas con pequeños fenocristales de plagioclasa, seguidas por andesitas afaníticas alteradas. Estas últimas son cubiertas por potentes mantos de ignimbritas ácidas, consideradas ya como los niveles inferiores de la Formación El Palque.

Hacia el este de la falla citada en el párrafo anterior, aguas abajo de la quebrada de Potrero Grande, esta unidad está representada por coladas de andesitas, ignimbritas andesíticas, aglomerados y brechas de igual composición, con ocasionales intercalaciones de rocas más evolucionadas como lacitas y dacitas. Son rocas en general de color verde, gris verdosas o negro verdosas, que se presentan frecuentemente muy alteradas. Principalmente se observan dos tipos de alteración, una es de tipo propilítica, con abundante epidoto y clorita, que le confiere en parte su característico color verde, la otra es de tipo limonítica, con abundantes óxidos rojo-anaranjados. Estas rocas presentan a menudo abundante pirita diseminada y es frecuente la ocurrencia de cuarzo cementando los clastos de brechas andesíticas angulosas.

Las andesitas presentan una típica textura porfírica, y las ignimbritas son similares, pero con textura eutaxítica, definida por fiames básicos, internamente microporfíricos con pasta afanítica. El mineral más abundante es la plagioclasa (An40), la cual se encuentra como fenocristales euhedrales, de hasta 4 mm, o como fragmentos. Estos cristales son zonales y tienen una leve a moderada alteración a calcita y sericita, aunque es frecuente encontrar individuos argilizados. También presentan pequeñas inclusiones de piroxeno. El anfíbol, subhedral a euhedral, es más abundante que el piroxeno, tiene inclusiones de opacos cúbicos y apatita, está alterado a serpentina o a un fino agregado de aluminosilicatos. El piroxeno (titanoaugita?), subhedral y escaso, se asocia en general al anfíbol. La biotita, de color pardo, es escasa y está oxidada con pasaje a muscovita. Los minerales accesorios más comunes son finas agujas de apatita y escasos prismas de circón. Las rocas más evolucionadas presentan además muy escaso cuarzo con engolfamientos. Los fragmentos líticos son en general volcánicos de textura felsítica. La matriz de la roca está constituida por vidrio volcánico, alterado principalmente a un agregado micáceo de color verde. Tiene abundantes esferulitas y escasas trizas. Los aglomerados volcánicos tienen muy mala selección, son matriz sostén, donde los litoclastos son grandes bloques angulosos de la misma andesita que conforma la matriz y de otras andesitas texturalmente diferentes. En la

quebrada de las Vacas es frecuente la presencia de litoclastos de sedimentitas de la Formación La Puerta dentro de los aglomerados.

En el tramo medio a inferior de la quebrada de Manrique, sobre las rocas de la Formación Castaño, se dispone otra sección de la Formación Vega de Los Machos. La misma comienza con una potente serie, de más de 100 m, dominada andesitas de colores rojizo, gris y verde, en coladas desde 0,5 a varios metros de espesor, generalmente de textura porfírica, compuesta por fenocristales de plagioclasa y un máfico verde muy alterado, en una pasta de grano fino. Sobre ésta, luego de una zona de intensa alteración hidrotermal, se encuentran espesos niveles de brechas andesíticas moradas, seguidas por un tramo de unos 20 m (4a del mapa geológico) que presenta delgados niveles sedimentarios. Estos corresponden a calizas negras, masivas y laminadas, con alteración superficial color ocre, que muestran frecuentes bandas de chert, intercalaciones de calizas arenosas y areniscas volcánicas grises a verdosas. Son seguidas por 80 m de areniscas grises medianas, en bancos tabulares de entre 20 y 50 cm, finamente laminadas o con estratificación entrecruzada. Sobre éstas se dispone una potente secuencia de brechas andesíticas bien estratificadas, en bancos de entre 0,5 y 2 m de espesor, compuestas por fenoclastos angulosos de andesitas porfíricas, de hasta 15 cm de diámetro, en una mesostasis porfírica, rojiza o verdosa, afanítica con fenocristales tabulares de plagioclasa blanca. Se intercalan esporádicamente bancos de tobas andesíticas verdosas. Continuando la secuencia, la estratificación en las brechas se toma difusa, presentándose en potentes conjuntos macizos de varios metros de espesor, los cuales se comienzan a intercalar hacia arriba con brechas volcánicas y tobas, de composición más ácida (dacítica a riolítica), que se tornan dominantes por un tramo que supera los 150 m de potencia. Continuando aguas abajo por la quebrada de Manrique, luego de un sector profusamente afectado por enjambres de diques ácidos, aguas abajo de la confluencia del Río Grande se disponen nuevamente coladas y brechas andesíticas porfíricas, de colores verdoso oscuros, sobre los que se encuentra una nueva intercalación sedimentaria (4a), constituida por calizas micríticas y arenosas, intercaladas con pelitas, areniscas y tobas. Sobre estas últimas se disponen otra vez potentes niveles de brechas y coladas andesíticas. En este sector se observa la intrusión del Plutón Manrique y la presencia de una falla que pone ésta sección en contacto tectónico con los niveles más bajos de la Formación Vega de los Machos hacia el oriente.

La Formación Vega de Los Machos fue atribuida por Caballé (1986) al Pérmico inferior tardío a Pérmico medio, en base a criterios estratigráficos. Sato y Llambías (1993), dieron a conocer una isocrona Rb/Sr en roca total de 289,2 +/- 19,3 Ma (Pérmico inferior- Asseliano), para las andesitas de la Base del Grupo Choiyoi en la zona del Colangüil, que serían correlacionables con la Formación Vega de los Machos. Esta unidad también se podría vincular con la secuencia mesosilicea de la base del Grupo Choiyoi denominada como Formación Portezuelo del Cenizo (Coira y Koukhasky, 1976), aflorante hacia el sur en el Cordón del Tigre, donde Vilas y Valencio (1982) obtienen una datación radimétrica de 281 +/- 10 Ma. En este trabajo se han realizado dos dataciones K/Ar, en plagioclasa y en roca total, que arrojaron un valor de 288 +/- 5 y 294 +/- 9 Ma respectivamente. Por otro lado estas rocas se interdigitan con la Formación Castaño, con palinomorfos pérmicos, y son intruidas por el Plutón de las Vacas, con una datación K/Ar de 261 +/- 6 Ma. A su vez son cubiertas por las volcanitas ácidas de la Formación El Palque, con una datación K/Ar 245 +/- 7 Ma. En base a estas dataciones se podría concluir para esta unidad una edad pérmica inferior baja a superior basal.

En cuanto al ambiente de formación de esta unidad, se podría vincular con un volcanismo continental calcoalcalino, correspondiente a un arco magmático con sedimentación asociada,

probablemente en un régimen extensional. Secuencias comparables se encuentra en la base del Grupo Choiyoi hacia el norte, en la zona del Colangüil, y hacia el sur en la Cordillera del Tigre (Sato y Llambías, 1993).

3.2.1.3 Formación El Palque (4')

Esta unidad fue definida por Caballé (1986), con su localidad tipo en el tramo inferior del río Calingasta, inmediatamente al sur de la zona mapeada. En dicho sector Caballé (op.cit.) describe una secuencia de 450 m, compuesta principalmente por riolitas, tobas e ignimbritas ácidas. En el presente trabajo se considera a esta unidad como los intervalos predominantemente ácidos de la sección superior del Grupo Choiyoi, por lo que se incluye en la misma a las volcanitas ácidas del extremo centro-sur de la hoja que Caballé mapeó como una unidad aparte denominada Formación Los Hornitos, constituida por coladas riolíticas, tobas y brechas riolíticas (Caballé, 1986).

Los afloramientos representados la Formación El Palque, se distribuyen en la zona centro-sur de la hoja Castaño Nuevo, desde el borde occidental de la Pampa de la Puerta hacia el oeste, hasta aproximadamente hasta la cota de 3500 m, donde son cubiertos en discordancia angular por la Formación Arroyo Las Chinchas. Se apoya concordantemente sobre la secuencia predominantemente andesítica de la Formación Vega de los Machos, en un contacto poco definido que en partes parece mostrar relaciones de interdigitación. Se encuentra afectada por diversos intrusivos, que se asocian al magmatismo gondwánico, además de numerosos diques y filones, tanto del magmatismo gondwánico como del ándico.

En el sector inferior de la quebrada del Vallecito, en contacto tectónico con los niveles andesíticos de la Formación Vega de los Machos, se dispone hacia el oeste un potente conjunto de dacitas y riolitas. Las mismas se encuentran organizadas en espesos mantos, con estratificación poco marcada, de decenas de metros de espesor. En general presentan una textura porfírica, dada por distintas proporciones de fenocristales de feldespato rosado, plagioclasas blanquecinas y cuarzo, ocasionalmente máficos alterados, en una pasta afanítica de colores rojizos a grisáceos. Es posible distinguir cerca de la base del conjunto, una conspicua intercalación (4b del mapa) de unos 30 m de espesor, constituida por tobas y brechas piroclásticas finas de color gris claro a verdosas, bien estratificadas. Sobre éstos niveles volcánicos se disponen gruesos mantos de ignimbritas con textura eutaxítica, castañas a rojizas, con fenoclastos riolíticos, escasos clastos graníticos y abundantes fiammes en una matriz vítrea con marcada fluidalidad, donde se distinguen fenocristales de feldespatos y cuarzo. En la parte alta de los laterales de la quebrada, estas ignimbritas son cubiertas en discordancia angular por la Formación Arroyo Las Chinchas.

Los afloramientos arriba mencionados se continúan en la quebrada de Las Burras, donde en su tramo inferior se puede apreciar una potente alternancia de Ignimbritas ácidas, brechas volcánicas dacíticas a riolíticas y tobas, en conjuntos de espesores variables. En este sector se nota una creciente participación piroclástica y una marcada estratificación hacia la parte alta de la secuencia. Se destaca también, en la zona cercana a Corralitos, la presencia de potentes estratos de brechas, coladas e ignimbritas, de composición andesítica, dispuestas aparentemente en concordancia y pasando lateralmente al conjunto anterior.

Es posible también observar en el sector superior de la Formación El Palque, aflorante en el Río de la Totorá, la presencia de coladas dómicas de riolitas con disyunción columnar, que

alcanzan varias decenas de metros de espesor. Las mismas son de color rosado, fuertemente porfíricas, con abundantes fenocristales de cuarzo y feldespato en una pasta afanítica leucocrática. Dominan ampliamente las texturas porfíricas típicas de los riolitoides por sobre las texturas eutaxíticas de las ignimbritas ácidas. Están conformadas por abundante cuarzo subhedral a euhedral, con frecuentes engolfamientos. La pasta presenta agregados fibrosos radiales de cuarzo. El abundante feldespato alcalino es subhedral y muestra una alteración moderada a argilominerales. Poseen un mafito, que se encuentra aproximadamente en un 1%, totalmente alterado a clorita, calcita y óxidos. Como minerales accesorios más frecuentes se observan granos de opacos, distribuidos en forma homogénea en la pasta, y escasos circones. Estos mantos riolíticos se intercalan con ignimbritas y brechas piroclásticas ácidas, siendo el conjunto cubierto en suave discordancia angular por la Formación Arroyo Las Chinchas.

En las cabeceras de la quebrada de Potrero Grande, se observa a ésta unidad cubriendo concordantemente a las volcanitas andesíticas de la Formación Vega de los Machos. Presenta potentes mantos de ignimbritas ácidas de color castaño oscuro, que muestran una textura eutaxítica, donde se distinguen fenocristales de feldespato blanco, fragmentos pumíceos y abundante cuarzo. Siguen ignimbritas rosadas, también con textura eutaxítica, que exhiben escasos fenocristales de cuarzo. Estas son suprayacidas por coladas andesíticas gris oscuras, de textura porfírica con marcada fluidalidad. Continúan ignimbritas grises, en las que se labra un importante paleorelieve, sobre el cual se disponen en discordancia angular las piroclastitas de la Formación Arroyo de Las Chinchas.

La edad de éste conjunto fue atribuida al Pérmico superior por Caballé (1986), en base a criterios estratigráficos regionales. Poco al sur de la hoja, existen cinco dataciones radimétricas K/Ar sobre tobas e ignimbritas que podrían equivaler a esta unidad, que varían entre 275 +/-10 y 203 +/-10 Ma (Vilas y Valencio, 1982; Linares y González, 1990). Dos de ellas fueron recientemente recalculadas con nuevas constantes arrojando valores de 233 +/-10 y 267 +/-5 Ma (Rapallini y Vilas, 1996). Se ha efectuado una datación radimétrica K/Ar en plagioclasa sobre una volcanita de la Formación el Palque en la quebrada de La Puerta, que arrojó una edad de 245 +/-7 Ma. Además esta unidad se encuentra intruida por el Plutón La Totora, con una datación K/Ar de 228 +/-4 Ma. Considerando estas dataciones, junto con el hecho de encontrarse por encima de la Formación Vega de los Machos, del Pérmico inferior, se podría ubicar a la Formación El Palque entre el Pérmico superior y el Triásico medio.

Esta unidad se podría correlacionar con las volcanitas ácidas de la parte alta del Grupo Choiyoi de la zona del Colangüil, donde Sato y Llambías (1993) sugieren la ocurrencia de un magmatismo calcoalcalino y alcalino de tipo A, que marcan la transición entre un régimen subductivo a uno anorogénico vinculado a extensión.

3.2.1.4 Formación Atutía (5) (nom. nov.)

Se propone esta denominación para considerar a la secuencia volcánico-volcanoclástica de composición predominantemente andesítica, que se encontraría en la parte superior del Grupo Choiyoi. Esta secuencia fue mapeada en parte como Andesita Las Vizcachas, y en parte como Formación Arroyo de las Chinchas por Caballé (1986). Aflora en el extremo noroccidental de la hoja Castaño Nuevo, aproximadamente por debajo de los 3500 m de altura, en el tramo inferior de las quebradas de los ríos Negro, de Mendoza y de Los Manantiales, y de los arroyos Las Chinchas, Deshecho y Entre Cordilleras, todos tributarios del Río Atutía, el cual se encuentra inmediatamente al norte de la hoja. Las relaciones de ésta unidad no son bien conocidas, ya que su

base no aflora, y hacia arriba se encuentra cubierta en suave discordancia angular por la Formación Arroyo Las Chinchas. No obstante se ha preferido incluir esta unidad en la parte alta del Grupo Choiyoi, separándola de la sección ácida que domina la parte alta del Grupo hacia el sur, en base a su composición y las edades radimétricas obtenidas.

Esta compuesta por mantos de andesitas e ignimbritas andesíticas y dacíticas, con intercalaciones de conglomerados y brechas volcánicas. Estas rocas, que exceden los 800 m de espesor aflorante, se presentan mal estratificadas, y son en general de color verde, aunque también son frecuentes los tonos morados, violetas y castaños. En ocasiones se encuentran pequeños domos riolíticos intruyendo a estas rocas, que estarían vinculados al mismo magmatismo. También se aprecian diversos diques ácidos y basandesíticos cortando toda la secuencia.

Sobre las andesitas del sector superior y de los niveles aflorantes más altos, inmediatamente por debajo de la discordancia con la Formación Arroyo de Las Chinchas, se han obtenido dos dataciones radimétricas K/Ar en plagioclasa y en roca total, de 232 ± 6 y 214 ± 5 Ma, respectivamente, lo que ubica esta secuencia en el Triásico medio a superior. Esto sugiere que la Formación Atutia sería más joven a parcialmente sincrónica con las volcanitas ácidas de la Formación El Palque.

Esta secuencia predominantemente mesosilicea de naturaleza calcoalcalina, se podrían vincular a un volcanismo de arco continental, por lo que tal vez represente un nuevo pulso efusivo triásico medio-superior, posterior a parcialmente sincrónico al magmatismo ácido anorogénico de la parte ácida del Grupo Choiyoi. Se podría correlacionar con volcanitas de edades similares, aunque de diferentes características, que afloran en la Cordillera Frontal del norte de Mendoza (Rocha Campos et al., 1971; Caminos, 1979; Pérez et al., 1987). Un evento efusivo de edad comparable se encuentra también registrado dentro de la Formación Rancho de Lata, en la Cordillera Principal de San Juan (Alvarez y Pérez, 1993).

3.2.2 Intrusivos permotriásicos

En la hoja de Castaño Nuevo existen una serie de cuerpos intrusivos, plutónicos y subvolcánicos, que afectan tanto al Grupo Choiyoi como a la Formación La Puerta. Se han discriminado dos grandes grupos de intrusivos atendiendo tanto a su composición como a su edad. Estas plutonitas habían sido agrupadas por Caballé (1986), en tres fases intrusivas denominadas como Pre-Choiyoi, Meso-Choiyoi y Fini-Choiyoi, pero a la luz de las dataciones radimétricas y los nuevos estudios efectuados, se ha preferido agruparlos en dos, llamándolas como intrusivos granodioríticos (6) e intrusivos graníticos (7). También se ha distinguido un cuerpo hipabisal aislado, de composición mesosilicea, bajo la denominación de pórfido andesítico (8), de agrupación un tanto incierta.

3.2.2.1 Intrusivos granodioríticos (6)

Bajo esta denominación se consideran los afloramientos de rocas intrusivas denominadas como Plutón Casposo, Plutón Las Vacas, Plutón La Alumbreira, junto a los cuales se han agrupado los cuerpos aflorantes en los arroyos Las Trojas, del Diablo y del Mal Paso. Estas rocas se presentan intruyendo a la Formación La Puerta y al Grupo Choiyoi. En general se trata de pórfidos

granodioríticos, aunque también incluyen algunas facies de composición-monzonítica-monzodiorítica, granítica y tonalítica.

Plutón Las Vacas (nov.nom.)

Estas plutonitas afloran en la quebrada homónima, y corresponden a uno de los cuerpos identificados por Caballé (1986, 1990) como perteneciente a la fase intrusiva Fini-Choiyoi.

Intruye a las formaciones Vega de los Machos y Castaño, presenta una forma de embudo (funnel o etmolito; Corry, 1988) en la dirección perpendicular a la quebrada de Las Vacas.

Esta constituido por dos facies. Una que aparece hacia la base y bordes del cuerpo, es de composición monzodiorítica-monzonítica. La roca es gris a rosada, aflorando en una faja de espesor variable entre 10 y 15 m. Tiene textura porfirica a porfiroide, con fenocristales zonados de plagioclasa (An₂₆₋₂₈), hornblenda y escasa biotita. La mesostasis es de igual composición, pero de textura granosa a microgranosa. Presenta enclaves máficos redondeados microgranulares de hasta 6 cm, enclaves subredondeados de hasta 10 cm de sedimentitas de la Formación La Puerta, enclaves angulosos de andesitas de la caja de hasta 25 cm, y escasos fragmentos de riolitas subredondeadas. La otra facies, que está expuesta en el interior del cuerpo, es una roca rosada de composición granítica. Muestra una textura porfirica, caracterizada por la presencia de plagioclasa (An₀₆₋₀₈), cuarzo, feldespato alcalino, biotita y hornblenda, rodeados de una pasta afanítica rosada. Los mafitos y los enclaves son menos abundantes que en la anterior facies.

Sobre una monzonita de este cuerpo se efectuó un datación K/Ar en plagioclasa, que arrojó un valor de 261 +/-6 Ma, cercano al límite entre el Pérmico superior e inferior.

Plutón Casposo (nov.nom.)

Aflora en el cerro Casposo y hacia el norte de la quebrada de La Puerta, con una superficie expuesta aproximada de 37 Km². Intruye en general a la Formación La Puerta y también, en el sector inferior de la quebrada mencionada, a las volcanitas de la Formación Vega de los Machos. Este cuerpo es a su vez cortado por tres tipos de diques. Dos de los mismos forman enjambres longitudinales, de rumbo aproximado N-S, unos de composición riolítica y otros basáltico-andesíticos. El tercer tipo forman diques compuestos, de rumbo E-O.

En la zona de la Puerta el cuerpo está constituido por una facies más básica, de color blanco grisáceo y grano fino a medio. La misma presenta textura granosa fina a media, compuesta por plagioclasa zonal, hornblenda y biotita, con escaso cuarzo y feldespato alcalino intersticiales. Incluye abundantes enclaves angulosos de sedimentitas de la Formación La Puerta, enclaves redondeados de máficos (píroxeno y anfíbol) y de microgabros-microdioritas. En algunos sectores se observa un incipiente bandeamiento magmático, manifestado por la alternancia de sectores claros y oscuros. Poco al norte, se observa una zona de borde del plutón compuesta por una facies de granodiorita, con hornblenda y biotita, que presenta textura microgranosa. En la misma se observan gran cantidad de soles de turmalina, de hasta 2 cm de diámetro, los cuales tienden a desaparecer hacia el interior del plutón.

En la zona occidental del cerro Casposo, se observa el techo del plutón intruyendo las sedimentitas neopaleozoicas. Las mismas presentan una aureola de metamorfismo de contacto, dada por hornfels en el área cercana al intrusivo. Se encuentra una zona marginal de diques y venas de granitoide microgranoso a aplítico. Hacia el interior del cuerpo la roca pasa a un pórfido

granodiorítico con cristales euhedrales de plagioclasa, de tamaño poco mayor al resto de los componentes (cuarzo, feldespato alcalino y mafitos), pero que no constituyen verdaderos fenocristales. La mesostasis es de textura granosa mediana, con pasajes locales a granosa gruesa, donde los máficos constituyen glomérulos dados por intercrecimiento de hornblenda y biotita (?). Presenta frecuentes enclaves angulosos de sedimentitas y enclaves redondeados de microdioritas y pórfidos andesíticos. Estos últimos tipos aumentan en detrimento del primero hacia el interior del cuerpo, que está constituido también por una granodiorita granosa gruesa con glomérulos de máficos.

El Plutón del Casposo, se caracteriza por mostrar una amplia variación composicional y textural, desde tonalita de textura granosa hipidiomorfa media a fina, granodiorita porfírica de mesostasis afanítica a microgranosa, a granito anfibólico porfírico de matriz granosa fina.

La tonalita es gris, compuesta principalmente (51%) por plagioclasa (An40-45) euhedral a subhedral, elongada y de incipiente zonación, con moderada a fuerte alteración a sericita y zoicita. El anfíbol (20%) es subhedral a euhedral, con inclusiones de opacos y alteración a cloritas. El cuarzo (15%) es intersticial y en parte se presenta como crecimiento gráfico. El feldespato potásico es escaso (5%) y muestra alteración argílica. Como accesorios tiene opacos, allanita y circón.

La granodiorita es rojiza, de textura porfírica, compuesta por fenocristales de plagioclasa euhedral (An34), alterados a sericita y epidoto, cuarzo subhedral o con engolfamientos y bordes de reacción, anfíbol asociado con granos de epidoto y alterado a cloritas, al igual que la biotita. La mesostasis muestra cuarzo subhedral, feldespato alcalino argilitizado y en menor proporción plagioclasa, junto con accesorios tales como opacos, apatita, circón, titanita euhedral y allanita con anillo de epidoto.

El granito, es de color rosado, con un 35% de fenocristales zonados de plagioclasa euhedral (An34-35), parcialmente sericitizados y argilitizados. El feldespato potásico presente (29%) es intersticial y se encuentra argilitizado, mostrando crecimiento gráfico con el cuarzo (23%). Los máficos (12%) están representados por anfíbol intersticial de crecimiento tardío (textura agpática), cloritizado y asociado con biotita y epidoto. Como accesorios se reconocen apatita, opacos, circón, escasa calcita intersticial y fluorita.

Una datación radiométrica K/Ar sobre plagioclasa, efectuada en una tonalita de este cuerpo, arrojó un valor de 250 +/- 8 Ma (Pérmico superior).

Plutón La Alumbraera (emend. Caballé, 1986)

Caballé (1986), ubica este cuerpo como un stock dentro de la fase intrusiva Fini-Choiyoi. Aflora ampliamente en la quebrada de la Totorá, inmediatamente al sur de la hoja, encontrándose solamente en el área mapeada en una pequeña zona cercana a la confluencia del arroyo El Palque y el de Punta Colorada. En este último sector intruye a la Formación El Palque, pero hacia el sur intruye además a la Formación Vega de los Machos y es cubierto en discordancia por las rocas de la Formación Arroyo de Las Chinchas. Este cuerpo es a su vez intruido hacia el sur por el Plutón La Totorá, el cual corresponde al intrusivo denominado por Caballé (1986) como Stock de Los Hornitos, que no aflora en la zona estudiada.

Este intrusivo está caracterizado por una roca de color gris rosado, con textura granosa media hipidiomorfa. Presenta plagioclasa euhedral zonada (An40-45), que es el feldespato más abundante y de mayor tamaño, con alteración moderada a sericita e inclusiones de opacos, piroxenos y anfíbol. Se encuentra feldespato potásico y cuarzo en forma intersticial, en cantidades subordinadas, como cristales individuales o como intercrecimientos gráficos. Es el único plutón

estudiado en la hoja que presenta clinopiroxeno, el cual se muestra como cristales euhedrales elongados verde claros, con bordes reemplazados por anfíbol y en menor proporción por epidoto y clorita. En algunos casos se observa en agregados de pequeños granos asociado con anfíbol, epidoto y clorita. El anfíbol presente, en general con fuerte reemplazo clorítico, se asocia a granos de opacos y muy escasa biotita, formando agregados microgranosos junto con plagioclasa sericitizada. También se distinguen agregados de epidoto y zoicita intersticiales, que incluyen pequeñas fibrillas de alúminosilicato (?), además de accesorios como circón y apatita.

Una datación radimétrica por el método K/Ar en roca total arrojó una edad de 218 \pm 4 Ma, que ubicaría al Plutón La Alumbra en el Triásico superior. Sin embargo se considera ésta como una edad mínima, probablemente producto de un rejuvenecimiento, debido a que el Plutón La Totorá que lo intruye, fue datado por el mismo método dando un valor de 228 \pm 4Ma.

3.2.2.2 Intrusivos Graníticos (7)

Se han agrupado bajo esta denominación los cuerpos plutónicos y subvolcánicos llamados como plutones Los Colorados, Vallecito, Manrique y Taponés, junto con los intrusivos que afloran en el sector inferior de la quebrada del Río Grande y al sur del mismo. Estos cuerpos en general presentan composición ácida y tienden a ser más jóvenes que los antes descritos como intrusivos granodioríticos. Afectan principalmente a las volcanitas del Grupo Choiyoi y a las plutonitas anteriores, como el Plutón del Casposo y ya fuera de la hoja al Plutón La Alumbra.

Plutón Los Colorados (nom.nov.)

Este cuerpo granítico fue ubicado por Caballé (1986) en la fase intrusiva Meso-Choiyoi. Aflora principalmente en el cerro Los Colorados, que se ubica en el sector central de la Pampa de La Puerta, donde es cubierto y rodeado por materiales cuaternarios. También se observan dos pequeños afloramientos en el cerro Casposo, donde intruye a las granodioritas de este cerro que constituyen la caja visible del Plutón Los Colorados.

En el extremo NE del cerro Casposo, este cuerpo aflora cortando a la granodiorita, con el desarrollo de una zona de brecha de entre 5 y 20 cm de espesor, dada por pequeños fragmentos angulosos de la granodiorita en una matriz aplítica blanco rosada. El granito aquí muestra una textura aplítica a microgranosa, que representa la zona de borde. En el extremo SE del citado cerro, se observa una pequeña apófisis irregular del granito, de color rojo anaranjado, microgranoso y con un máfico pequeño muy escaso, que engloba grandes bloques angulosos de la granodiorita.

En el cerro Los Colorados aflora la zona interna del plutón, con marcadas características subvolcánicas. Se trata de un leucomicrogranito porfirico, de color rosado a rojizo, compuesto por escasos fenocristales de feldespato potásico y cuarzo (de hasta 6 mm), junto a esporádicas plagioclasas (An05-08), en una mesotaxis microgranosa de granulometría variable, con cambiantes proporciones de intercrecimiento gráfico, radial o divergente, entre cuarzo y feldespato potásico (10 al 40%). Los feldespatos se encuentran fuertemente argilitizados. Se observa además escasa biotita, pequeña y elongada, con alteración a cloritas y exsolución de óxidos de hierro. Como accesorios se puede distinguir opacos cúbicos, apatita, fluorita intersticial asociada a epidoto

o biotita, circón, allanita asociada a epidoto, y muy escasa calcita intersticial. En estas rocas se encuentran frecuentes venas de cuarzo y hematita especular (de hasta 1 cm de espesor), así como bolsadas de textura pegmatítica (de hasta 50 cm de diámetro) dadas por grandes cristales de cuarzo y feldespato alcalino, asociados con un mineral tabular rojo-castaño (hematita o wolframita?). También se observan miarolas irregulares o circulares (de hasta 2 cm), tapizadas con cuarzo, feldespato alcalino y turmalina.

Este cuerpo, como se ha mencionado, intruye a las granodioritas del Plutón Casposo de 250 +/- 8 Ma, por lo que se podría correlacionar con el Plutón de la Totorá de 228 +/- 4 Ma. Se lo ubica tentativamente en Triásico inferior tardío a superior, considerándolo como un equivalente intrusivo de las volcanitas ácidas del Grupo Choiyoi.

Plutón Vallecito (nom.nov.)

Este pequeño plutón aflora en el tramo medio de la quebrada de Vallecito o La Puerta, y fue considerado por Caballé como un cuerpo menor dentro de la fase intrusiva Fini-Choiyoi. Intruye a las ignimbritas de la Formación El Palque, cortando también a los diques ácidos que aquí las afectan.

El cuerpo es fusiforme, aproximadamente de 2 Km de largo por 1 Km de ancho, elongado en dirección NO-SE, y se encuentra limitado hacia el oeste por la Falla de La Puerta. En la zona marginal presenta una brecha angulosa del encajante cementada por una matriz leucocrática aplítica o afanítica inyectada por la intrusión. El techo del intrusivo se dispone como una cúpula subhorizontal, con pendants de la caja, donde es frecuente observar diques subparalelos de aplitas tabulares, de hasta 20 cm de potencia. También se reconocen diques póstumos de aplitas y pegmatitas subverticales, que se desprenden del cuerpo y cortan a los anteriores.

Este plutón está formado por un leucogranito rosado, con textura aplítica a microgranosa, que hacia las zonas de borde presentan algunos fenocristales de cuarzo y feldespato alcalino, al igual que se hace más frecuente la presencia y el tamaño (hasta 2 cm) de miarolas compuestas por cuarzo bipiramidal y agujas de feldespato alcalino. Estas rocas se componen, en más del 60 %, de un intercrecimiento gráfico de cuarzo-feldespato potásico, con diseños radiales o divergentes, que en menor proporción aparecen también como cristales aislados de mayor tamaño. El feldespato presenta marcada peritización y moderada a fuerte alteración argílica. También se observan muy escasa plagioclasa (An08), en pequeños cristales alterados a arcillas. Se encuentra abundante allanita, con halos metamórficos, en cristales subhedrales a anhedrales, frecuentemente de crecimiento intersticial. Hacia los sectores interiores del plutón se torna abundante la presencia de un piroxeno alcalino (aegirina?), fuertemente pleocroico, de crecimiento intersticial (textura agpática), junto con allanita y opacos.

Intruye a las volcanitas de la Formación El Palque, en la cual se posee una datación radimétrica de 245 +/- 7 Ma, por lo que la edad de este cuerpo sería posterior al Triásico inferior bajo. De manera similar al Plutón Los Colorados, si se lo asocia a las volcanitas ácidas del Grupo Choiyoi y se correlaciona con el Plutón La Totorá, la edad de estas rocas se podría ubicar en el Triásico medio - superior.

Plutón Manrique

Este cuerpo, considerado por Caballé (1986) dentro de la fase intrusiva Fini-Choiyoi, aflora con una superficie aproximada de 28 Km² al noroeste de la Pampa de la Puerta, en los Altos de Manrique y en el sector inferior de la quebrada de Manrique. Intruye a la Formación Vega de Los Machos, afectando también los niveles sedimentarios (4a) presentes en la misma. Se desconoce la precisa relación de intrusividad con respecto al Pórfido Andesítico (7), que se observa hacia la quebrada de Chile. El Plutón Manrique, constituye un intrusivo subvolcánico ovalado, afectado por fallas subverticales, que producen un desplazamiento siniestral en sus contactos.

Está constituido por un granito anfibólico rosado, con textura granosa media a fina. Los cristales mayores están representados por plagioclasa euhedral (An08-10), con moderada a fuerte alteración argílica y sericítica, ocasionalmente con reborde albítico, junto con cristales de feldespato alcalino con fuerte alteración a arcillas. Entre estos cristales se desarrolla un intercrecimiento de cuarzo y feldespato potásico gráfico. Los máficos (-10%) están constituidos por biotita y anfíbol (reemplazados por clorita), con crecimiento intersticial, al igual que la calcita, epidoto, clorita y allanita. Como accesorios se encuentra abundante circón, apatita y granos de opacos.

Estas rocas intruyen a la Formación Vega de los Machos, del Pérmico inferior, y por su litología se las relaciona a los plutones Los Colorados y Vallecito, por lo que se las considera de edad triásica media a superior.

Plutón Taponos

Caballé (1986) cita este cuerpo como un intrusivo epizonal relacionado a las riolitas de la Formación El Palque. El mismo, aflora en ambas márgenes de la quebrada de Los Taponos, hasta su desembocadura en la quebrada de Las Burras, donde se lo puede seguir por un trecho sobre su margen occidental. Intruye a los aglomerados andesíticos vinculados a la Formación El Palque, y su parte alta viene dada por una superficie subhorizontal, aparentemente erosiva, sobre la que se encuentran los niveles inferiores de la Formación Arroyo Las Chinchas.

En su sector marginal, este cuerpo presenta un borde de enfriamiento de unos 2 m de potencia, leucocrático, de textura afanítica, que muestra una buena laminación de flujo, en partes con los filetes replegados, donde se distinguen bandas de pequeñas esferulitas desvitrificadas. En la roca de caja se evidencia un borde dinámico, con una zona de brecha de hasta 1 m de espesor. Hacia el interior del cuerpo se pasa a la misma riolita leucocrática, pero con el desarrollo de escasos fenocristales, que se presenta más maciza y con una marcada disyunción columnar. Estas riolitas porfíricas rosadas, presentan escasos fenocristales (-10%) de cuarzo, subhedral con bordes engolfados, y feldespatos subhedrales a euhedrales, fuertemente alterados a arcillas, sericita, óxidos de hierro y calcita, que presumiblemente correspondan tanto a plagioclasa como feldespato alcalino. La pasta de estas rocas es de textura muy fina, felsítica a microgranosa seriada, donde se distingue cuarzo subhedral, feldespato argilitizado y abundantes gránulos de opacos con distribución homogénea. El intrusivo se encuentra atravesado por numerosas fracturas menores, que desarrollan brechas de falla de 10 a 20 cm de espesor, no cohesivas, que favorecen la fuerte alteración de éstas rocas.

Este cuerpo presenta una marcada diferencia petrográfica con los anteriormente descritos en este grupo. Si bien se considera para el mismo una edad triásica media a superior, no se puede descartar la posibilidad de una edad más joven, incluso hasta cenozoica, ya que no se poseen dataciones y no se reconoce con precisión su relación con las volcanitas de la Formación Arroyo Las Chinchas.

3.2.2.3. Pórfido andesítico (8)

A lo largo de la Quebrada de Chile y en los alrededores de la mina Castaño Nuevo, aflora un extenso cuerpo subvolcánico de naturaleza mesosilicea, que afecta principalmente a las andesitas de la Formación Vega de Los Machos. Las primeras referencias sobre estas rocas se deben a las observaciones realizadas por Serafini (1982) y Angelelli (1984) sobre vetas mineralizadas de Castaño Nuevo. Posteriormente, Caballé (1986) las incluye como parte de la Andesita Las Vizcachas. Se desconoce la relación de intrusividad que presenta este cuerpo con el Plutón Manrique, con el que se halla en contacto. En parte esto se debe a la profusión de diques y la alteración hidrotermal de este sector, que dificulta la observación de las zonas de vinculación.

Se trata de un cuerpo de tonalidades rojizas a gris-verdosas compuesto mayoritariamente por andesitas porfídicas. Composicionalmente está constituido por fenocristales de plagioclasa (andesina), piroxeno (augita), horblenda, biotita y excepcionalmente cuarzo, incluidos en una matriz microgranosa de plagioclasa con cuarzo y ortosa subordinados. Este pórfido presenta una alteración hidrotermal que se manifiesta en el reemplazo de la plagioclasa por sericita y material arcilloso, junto con la cloritización de los máficos.

Este cuerpo, ante la ausencia de otros datos, se le atribuye tentativamente una edad triásica, coetánea con el Grupo Choiyoi. Caballé (1986) vincula estos pórfidos con la Andesita Las Vizcachas, aunque durante el levantamiento de la hoja no se ha encontrado una relación clara entre estas unidades que justifique esta asignación, por lo que se han tratado de manera separada.

3.2.3 Andesita Las Vizcachas (9)

Esta unidad fue definida por Caballé (1986) dentro del Grupo Choiyoi, tomando como localidad tipo las cabeceras del Arroyo de Las Vizcachas, en el borde oriental del Cordón de Manrique. Su distribución se restringe al sector centro-norte de la hoja, en el Filo Entre Cordilleras, las cabeceras del Arroyo de las Vizcachas, portezuelo de Potrerillo y cabecera de la Quebrada de Chile.

Se trata principalmente de coladas andesíticas, con dacitas e ignimbritas andesíticas subordinadas, dispuestas en mantos de varios metros de espesor, que se apoyan en discordancia angular sobre las Formaciones Vega de Los Machos y Castaño, de manera subhorizontal o inclinando al E y NE. Por debajo de la discordancia citada, las unidades mencionadas presentan una importante alteración hidrotermal, de color amarillento, que no se observa en la Formación Las Vizcachas. Esta unidad se adelgaza hacia el sur, probablemente debido al paleorrelieve situado

en la base de la Formación Arroyo Las Chinchas, que la suprayace discordantemente. Alcanza su máxima potencia en su localidad tipo, donde supera los 400 m.

Las andesitas de esta formación presentan en general una textura porfirica, con grandes fenocristales de plagioclasa euhedral, fuertemente zonados, de composición An₂₈ para los términos más ácidos. Estos cristales tienen alteración sericitica localizada en zonas de forma anular o en parches irregulares de calcita y sericita, también muestran alteración albítica en las fracturas. Frecuentemente incluyen pequeños granos de piroxeno. El anfíbol, es de menor tamaño, se encuentra alterado en los bordes a cloritas y óxidos de hierro. El piroxeno aparece como granos redondeados o prismas cortos, totalmente cloritizado, se asocia también a plagioclasa y opacos formando glomérulos. También se observa escaso circón prismático. La pasta es más ácida que los fenocristales, constituida globalmente por minerales leucocráticos con un arreglo de tipo felsítico.

Una datación radimétrica K/Ar en roca total de estas rocas arrojó una edad de 255 +/- 5 Ma (Pérmico superior). La misma no se ha considerado, debido a que no guarda relación con la disposición estructural de estas andesitas en el campo, que de conservar su actitud se dispondrían en fuerte discordancia angular sobre las rocas más jóvenes de la Formación el Palque. Por otra parte, inmediatamente al norte, en la vecina Hoja Castaño Viejo, se obtuvieron dataciones triásicas para volcanitas infrayacentes (Rodríguez Fernández, com. pers.). Por estos motivos se ha preferido tratar esta unidad de manera separada, y vincularla tentativamente a un pulso volcánico posterior al evento extensional asociado con el magmatismo del Grupo Choiyoi, representado aquí por las formaciones Vega de Los Machos y Castaño, sobre las que descansa en fuerte discordancia angular. Se les asigna una especulativa edad triásica superior a jurásica. Cabe la posibilidad que estas rocas se asocien con la Formación Atutia, de las que se desconoce su contacto basal con el resto de Grupo Choiyoi, o bien que representen otro pulso volcánico más joven, si son consideradas como un equivalente extrusivo de la Granodiorita Las Vizcachas de la Hoja Castaño Viejo (Rodríguez Fernández et al, 1996), las cuales poseen dataciones radimétricas K/Ar del Jurásico inferior. Es necesario efectuar otras dataciones que permitan atribuir con más certeza una edad a éstas rocas.

3.3 Terciario

3.3.1 Formación Arroyo Las Chinchas (10)

Esta unidad fue definida por Caballé (1986), como parte del Grupo Choiyoi, con su perfil tipo en una quebrada subsidiaria del Arroyo Las Chinchas. En el presente trabajo se la considera como los términos medios y superiores de la definición original de Caballé, ya que su tercio inferior fue asignado como Formación Atutia, como ya se ha mencionado. La Formación Arroyo Las Chinchas aflora extensamente, constituyendo la mayor parte del sector centro-occidental de la hoja, formando las áreas elevadas por encima de los 3500 m de altura.

Se dispone sobre un fuerte paleorelieve, elaborado sobre las volcanitas del Grupo Choiyoi, los intrusivos permotriásicos y la Andesita Las Vizcachas, de manera subhorizontal o inclinando ligeramente hacia el oeste. Dicho paleorelieve se pone de manifiesto en el mapa por la brusca interrupción de las capas de la Formación Las Chinchas contra dicha superficie deposicional. Esto

se observa de forma espectacular en las nacientes del Arroyo de la Choca, sobre la Andesita Las Vizcachas, y en el Arroyo de las Burras sobre la Formación El Palque. El techo de la Formación Arroyo Las Chinchas no aflora en el ámbito de la hoja, ya que se encuentra afectado por el nivel de erosión actual, y sobre la misma solamente se disponen en discordancia los depósitos cuaternarios recientes y actuales.

La Formación Arroyo Las Chinchas está constituida por una potente secuencia, bien estratificada, de piroclastitas y volcanitas. La misma llega a alcanzar los 1.500 m de espesor en el sector occidental de la hoja, donde se encuentra el mayor relieve. El menor grado de soldamiento de sus piroclastitas la diferencia del Grupo Choiyoi, aunque en general, si no se observan las relaciones de campo, es difícil separar estas unidades.

Esta unidad se compone mayoritariamente de coladas piroclásticas y depósitos de surges, con coladas andesíticas y basálticas subordinadas, además de muy escasas intercalaciones de areniscas rojas y calcáreos. En general presentan color blanco o morado, frecuentemente enmascarado por los tintes verdes o amarillentos de la alteración hidrotermal.

Los depósitos de surges están constituidos por tobas o lapillitas con fina laminación paralela y textura matriz sostén. La buena estratificación de estas rocas está definida por la orientación de los cristales y líticos pumíceos, junto con la fina laminación del vidrio de la matriz. En estas piroclastitas los cristaloclastos más destacados son el cuarzo, como fragmentos de cristales redondeados, fracturados y con engolfamientos, seguidos por plagioclasa subhedral, muy fragmentada, con alteración argílica o en parches de calcita y epidoto. También se identifican escasos cristales de biotita, totalmente reemplazados por clorita y óxidos, accesorios como circón, apatita, epidoto y opacos cúbicos. Los litoclastos son muy escasos o ausentes, siendo en general pequeños (-2mm) y angulosos, entre los que se identificaron volcanitas afaníticas, con cuarzo, feldespato y vidrio, junto con litoclastos de plutonitas, dadas por intercrecimiento gráfico de cuarzo y feldespato alcalino. Los vitroclastos están representados por trizas y pómez de distintos tipos. La matriz presente es vítrea y más abundante que el resto de los componentes, presenta una fina laminación que rodea y envuelve a la fracción mayor, muestra recristalización en bandas donde se alternan argilominerales y sericita.

Las ignimbritas tienen cristales de cuarzo, dentro de los fragmentos pumíceos, feldespatos, dados por plagioclasa subhedral con alteración sericítica, y mafitos subhedrales (biotita y homblenda), totalmente reemplazados por clorita. Además se observan accesorios como circón, apatita y magnetita. Poseen abundantes fiamas aplastados y estirados, internamente vítreos, porfíricos o afaníticos, con recristalización a un fino agregado felsítico o parches de esferulitas secundarias. La matriz de las ignimbritas es vítrea, y presenta sectores recristalizados a cuarzo-feldespato, y otros con parches de calcita o escamas de sericita.

En la secuencia también se distinguen frecuentes intercalaciones de aglomerados y brechas volcánicas, las cuales muestran fenoclastos de andesitas en una matriz tobácea.

Inmediatamente al sur de la hoja, en las cabeceras de la quebrada de la Totorá, se pudo apreciar un espeso manto basáltico con disyunción columnar, intercalado en la secuencia piroclástica. El mismo es de color negro, afanítico, con abundantes amígdalas y vesículas rellenas de calcita y un mineral verdoso (celadonita?). En corte muestra textura afírica e intergranular, con tablillas de plagioclasa (An₃₄₋₃₈) euhedral, de fuerte zonalidad, con un arreglo entrecruzado, en general frescas o con escasa calcita. Presenta un mafito intersticial, probablemente olivina, de

hábito granular, alterado a serpentina y óxidos. Además se han observado opacos, tanto cúbicos como elongados, de distribución uniforme.

Sobre una muestra del basalto arriba descrito, se realizó una datación radimétrica K/Ar en roca total, la cual indicó un valor de edad de 122 ± 6 Ma (Cretácico inferior).

La Formación Arroyo Las Chinchas fue correlacionada por Rodríguez Fernández et al. (1996) hacia el norte con el Grupo Melchor, quienes a su vez lo relacionaron hacia la frontera chilena con la Formación Doña Ana (Mpodozis y Cornejo, 1988), la cual posee edades oligo-miocenas. El carácter discordante sobre el Grupo Choiyoi y la Andesita Las Vizcachas y los últimos datos referentes a su edad, hacen más indicado relacionar la Formación Las Chinchas con el magmatismo andino que con el gondwánico. Por otra parte hacia el norte Rodríguez Fernández et al. (en prensa) obtuvieron recientemente dos dataciones K/Ar miocenas para las rocas del Grupo Melchor, mientras que también encontraron incongruentes edades radimétricas cretácicas en basaltos suprayacentes. Por estos motivos la Formación Arroyo Las Chinchas no se ha incluido en el Grupo Choiyoi, como originalmente propuso Caballé (1986). Se le atribuye tentativamente una edad terciaria superior, basándose en las correlaciones de Rodríguez Fernández et al. (1996), sin tomar en cuenta los datos radimétricos contradictorios de los basaltos datados en la secuencia. Sin embargo no se puede descartar, hasta que se efectúen estudios más detallados, la presencia de un volcanismo cretácico o paleógeno en este sector cordillerano, equiparable a otras unidades presentes más al oeste, en el sector cercano al límite internacional o en territorio chileno (Maksaev et al., 1984; Rivano y Sepúlveda, 1986; Mpodozis y Cornejo, 1986).

3.3.2 Intrusivos terciarios (11)

Plutón Entrecordillera

En el ámbito de la hoja sólo existe un cuerpo intrusivo de relevancia cartográfica que afecte a las rocas asignadas al Terciario. Se trata del cuerpo denominado por Caballé (1986) como stock Entrecordillera, ubicado en las cabeceras del Río Manantiales y el arroyo que le da nombre, el cual posee una superficie aflorante de unos 10 Km². Dicho autor lo incluye como perteneciente a la fase intrusiva Fini-Choiyoi. Es un cuerpo hipabisal que intruye a la Andesita Las Vizcachas y a la Formación Arroyo Las Chinchas, las cuales también se encuentran afectadas en este sector por el cortejo de dique asociados al intrusivo y una zona de intensa alteración hidrotermal. Estas plutonitas se encuentran cortadas por fallas subverticales.

Litológicamente, siguiendo la descripción de Caballé (1986), se le puede considerar en su núcleo como un cuerpo monzodiorítico cuarzoso, de textura porfiroide, que presenta facies tonalíticas microgranosas en sus bordes. Composicionalmente presenta fenocristales de plagioclasa (andesina-oligoclasa), incluidos en una matriz de grano más fino constituida mayoritariamente por cuarzo y feldespato alcalino. En menor porcentaje se observan máficos como biotita, clinopiroxeno y anfíbol. Muestra además enclaves máficos microgranulares, con formas ovoidales a subesféricas de hasta 30 cm de diámetro.

No se poseen dataciones vinculadas a este cuerpo, por lo que se lo asigna tentativamente al Terciario sobre la base de la edad atribuida a la Formación Arroyo Las Chinchas a la cual intruye.

3.3.3 Diques intermedios a básicos (12) y ácidos (13)

En la hoja de Castaño Nuevo existe una compleja red de cuerpos hipabisales menores, diques y filones capa que afectan a las unidades volcánicas y sedimentarias previas. En algunos casos, estos diques presentan una relación directa con cuerpos intrusivos mayores, como es el caso del Plutón Entrecordillera, del cual irradian diques riolíticos que afectan tanto a la Andesita Las Vizcachas como a la Formación Arroyo Las Chinchas. Sin embargo, en la mayor parte de los casos, no se reconoce una procedencia clara por lo que resulta difícil atribuirles una edad determinada. Los diques se vinculan tanto al magmatismo gondwánico (Permotriásico) como al cenozoico, cabiendo aún la posibilidad de que existan algunos cuerpos de otra edad (Jurásico, Cretácico?). En el mapa se han distinguido únicamente según su composición ácida o mesosilicea-básica. La mayor parte son cuerpos tabulares riolíticos o riolodácicos de colores rojizos, y en menor medida diques y filones de colores oscuros, grises y verdosos, de naturaleza andesítica a basáltica. En algunos casos aislados se encuentran con una disposición dique en dique con un borde básico y un sector interno ácido. Los diques se pueden presentar de forma aislada o múltiple, dando lugar a verdaderos enjambres, como en la zona de Vallecito o la Quebrada de Chile, en general son subverticales con una marcada orientación norte-sur, coincidente con la fracturación principal, aunque también algunos presentan una orientación transversal este-oeste.

Diques intermedios a básicos (12)

Estos diques son menos frecuentes que los de composición ácida. En general presentan una disposición aproximadamente N-S, longitudinal a las principales estructuras, que son los más frecuentes, mientras que algunos se disponen de manera transversal, con una dirección cercana a la E-O.

Los diques intermedios a básicos longitudinales de disposición submeridiana se encuentran generalmente aislados. Dentro de éstos, se han estudiado algunos en el sector oriental de la hoja, muchos de los cuales corresponderían posiblemente al magmatismo permotriásico. Estos poseen espesores que raramente superan los 2 m, composición variable entre andesítica y basáltica, y por lo común se encuentran muy alterados. Son rocas de color gris oscuro, que tienen textura afanítica en los bordes de enfriamiento, y porfíricas hacia el interior. En general presentan escasos fenocristales de plagioclasa (-5 a 15%) y máficos, en una pasta afanítica de textura intergranular a microlítica fluidal, siendo de naturaleza fenoandesítica. Es frecuente la presencia de cavidades rellenas por clorita, calcita y escaso cuarzo. En algunos casos se pudo reconocer gránulos de opacos y clinopiroxeno, totalmente cloritizado, en la pasta intergranular. Estos diques intruyen a las Formaciones Vega de los Machos y El Palque, y a los Plutones Casposo y Los Hornitos, y se observan cortados por diques ácidos longitudinales (N-S) y por diques transversales (E-O), tanto ácidos como intermedios a básicos.

También se ha estudiado un dique aislado, que intruye a las riolitas de la Formación El Palque en la quebrada de Potrero Grande, textural y composicionalmente diferente a los anteriormente descritos, que se lo ha atribuido tentativamente al magmatismo terciario. Este dique posee un rumbo submeridiano e inclina 50°, es tabular con un espesor de 20 m. Muestra bordes de enfriamiento microporfíricos, que pasan hacia el interior del cuerpo a una textura porfírica, dada por grandes fenocristales euhedrales de hornblenda (hasta 5cm) y plagioclasa, de menor tamaño, en una pasta afanítica grisácea, donde es posible reconocer glomérulos ovoides (hasta 9 cm) de hornblenda y plagioclasa, microgranosos a granosos. Al microscopio se observa al anfíbol elongado como fenocristal dominante, muy fresco, en partes formando glomérulos junto a

escaso piroxeno y opacos, o englobando poikiliticamente a la plagioclasa. Esta última es euhedral y zonada, observándose también escasos y pequeños fenocristales de clinopiroxeno aislados. La pasta es microlítica traquítica, con escasos gránulos de opacos y máficos cloritizados. Químicamente se clasifica como una traquiandesita.

Otro tipo de dique estudiado corresponde a un cuerpo transversal, de dirección este-oeste, el cual corta a diques longitudinales ácidos y básicos, así como al Plutón del Casposo y las volcanitas del Grupo Choiyoi. Este cuerpo corresponde al sector externo de un dique múltiple, el cual posee una composición básica, mientras que el sector interno está constituido por un dique ácido que lo ha intruido formando una estructura dique en dique. Ejemplos similares han sido descritos para el magmatismo gondwánico del área del Colangiül (Llambías y Sato, 1995). El sector básico externo es una roca gris, africa y de textura intergranular a subofítica. Se compone de plagioclasa (An₃₄), en cristales elongados o, más esporádicamente, ecuanes con zonación e inclusión de granos de clinopiroxeno y opacos. Los intersticios están ocupados por clinopiroxeno euhedral, en parte con crecimiento subofítico, junto con opacos euhedrales. Parte de los máficos se alteran totalmente a clorita y escaso epidoto. Químicamente se trata de una monzodiorita o una traquiandesita basáltica.

Diques ácidos (13)

Los diques de ésta composición son los más abundantes en la hoja. La mayoría poseen una disposición submeridiana, longitudinal a las estructuras, encontrándose también algunos transversales de dirección E-O. Los diques longitudinales se encuentran aislados o más frecuentemente formando enjambres de diques subparalelos. Muestran espesores variables desde pocos centímetros hasta más de 20 m de potencia.

Algunos de éstos diques, con disposición longitudinal, se vinculan al magmatismo permotriásico. Estos se han observado intruyendo al Plutón Casposo, a diques básicos y a las Formaciones Vega de Los Machos y El Palque, siendo a su vez cortados por el Plutón Vallecito y diques transversales. Muestran bordes de enfriamiento de textura afanítica, donde frecuentemente se desarrolla una laminación por flujo, y hacia el interior del cuerpo se toma macizos y con textura porfírica, con fenocristales de feldespato orientados en la dirección de flujo. Es frecuente observar en la caja una zona de brechamiento frágil o cataclasis localizada, que no supera el metro de potencia. Se trata en general de rocas de color anaranjado o castaño rojizo, porfíricas (20 a 40% de fenocristales) y de composición mayormente riolítica. Los fenocristales de feldespato son comúnmente euhedrales, constituidos por plagioclasa ácida (An₀₈₋₁₂), parcialmente alterada a arcillas, sericita y calcita, junto con feldespato potásico, argilitizado y teñido por óxidos de hierro, a veces con texturas perfitica. Es frecuente que los feldespatos se agrupen dando texturas glomeroporfíricas, en donde el feldespato potásico es intersticial, de crecimiento tardío, con inclusiones de plagioclasa. Los fenocristales de cuarzo son euhedrales y muestran bordes con engolfamientos. En algunos diques de composición más dacítica, con fenocristales principalmente de plagioclasa, se reconocieron escasos mafitos, totalmente cloritizados. La mesostasis puede ser felsítica muy fina, con crecimientos microesferulíticos, o bien felsítica con microlitos seriados de feldespato alcalino y plagioclasa, con cuarzo intersticial. Se observa además en la pasta muy escasa clorita y gránulos de opacos. Frecuentemente se encuentra apatita y circón en la pasta, o como inclusiones en los feldespatos. Puntualmente se observó allanita.

Se han realizado también observaciones en el sector interno ácido en un dique compuesto transversal (E-O) a la estructura, del cual anteriormente se describió su sector externo básico. Presenta un color castaño rojizo y textura porfírica. Compuesto por un 30% de fenocristales de

cuarzo y feldespatos. Los cristales mayores son de feldespato potásico, euhedrales, con moderada a fuerte alteración argílica, y presentan inclusiones redondeadas o vermiformes de la pasta. El cuarzo se encuentra como fenocristales euhedrales, redondeados y con bordes engolfados, mientras que la plagioclasa (An12-14) forma cristales euhedrales, levemente zonados y con alteración moderada a sericita, calcita y clorita. Se han observado también escasos fenocristales de un máfico (anfíbol?) totalmente reemplazados por clorita y calcita. La pasta de la roca es de textura felsítica, donde se distinguen microlitos de plagioclasa, junto con finas cloritas y gránulos de opacos, presentando por sectores parches de abundante calcita y clorita. Se notan asimismo pequeños cristales euhedrales de circón.

3.4 Cuaternario

A este período corresponden las sedimentitas que ocupan la Pampa de la Puerta, en el margen oriental de la hoja, así como otros depósitos más recientes que ocupan los valles fluviales, glaciares y las laderas de los principales cordones montañosos.

3.4.1 Pleistoceno

Formación Cambachas (14)

Esta unidad fue definida por Caballé (1986) para considerar los depósitos lacustres que se encuentran entre Puchuzún y Calingasta, al oeste de los ríos Castaño y de Los Patos, con su localidad tipo ubicada inmediatamente al SE del área mapeada, poco al norte de Calingasta, donde alcanza 70 m de espesor. Aflora en el borde oriental de la hoja Castaño Nuevo, dentro de la Pampa de La Puerta, al norte de cerro Los Colorados y al sur del arroyo de Las Burras. Se encuentran con disposición subhorizontal y base cubierta infrayaciendo el nivel 2 de los conglomerados de la Formación Las Minitas, pasando en ocasiones transicionalmente al nivel 1 de dicha unidad.

Se trata principalmente de arcillas y limos, de colores blanquecinos, bien estratificados, que se intercalan con delgados niveles de arenas finas y esporádicas tobas. Dentro de las arcillas en la quebrada de las Burras se destacan dos horizontes con gran abundancia de frústulos de diatomeas, que han sido motivo de explotación comercial. Es también frecuente la presencia de restos vegetales mal conservados, principalmente en la base de los niveles tobáceos.

Estos sedimentos se han vinculado a depósitos distales de tipo playa lake, asociados probablemente a los niveles de conglomerados más antiguos de la Formación Las Minitas (nivel 1), en un régimen fluvial de características endorreicas. Hasta el presente no se posee una clasificación certera de las diatomeas ni de los restos vegetales presentes en esta unidad. Caballé (1986) asigna a esta unidad una probable edad pleistocena.

Formación Las Minitas (15 y 16)

Bajo esta denominación Caballé (1986) consideró a los depósitos conglomerados que constituyen la mayor parte de la Pampa de La Puerta, los cuales corresponden niveles de agradación antiguos, de disposición subhorizontal, que está siendo actualmente disectado y retrabajado por los sistemas fluviales actuales.

La Formación Las Minitas reposa en discordancia angular sobre un fuerte paleorrelieve elaborado en las sedimentitas volcánicas y plutónicas de la Cordillera Frontal, lo que da lugar a una disminución de su espesor hacia el oeste. De este modo su potencia puede variar desde unos pocos metros a más de 200.

Estos depósitos corresponden a bajadas de abanicos aluviales coalescentes, relacionados con el levantamiento andino de los cordones de la Cordillera Frontal. En el mapa geológico se han diferenciado dos intervalos de carácter conglomerádico, denominados nivel 1 (15) y nivel 2 (16), que corresponden a dos sucesivas generaciones de abanicos aluviales, puesto que los depósitos más modernos (16) rellenan depresiones encajadas en los más antiguos (15). También los depósitos del nivel 2 cubren en parte los sectores distales del nivel 1 y los sedimentos lacustres de la Formación Cambachas, posiblemente asociados a los mismos. Litológicamente se trata en ambos casos de conglomerados y fanglomerados constituidos principalmente por cantos rodados de riolitas, andesitas y plutonitas originarios de la Cordillera Frontal, incluidos en proporciones variables de una matriz no litificada, color gris claro a pardusco, arenosa o bien limo-arcillosa. Respecto a su edad, aunque no se poseen datos que permitan acotarla estrechamente, probablemente se trate de niveles cuaternarios pleistocenos. Caballé (1986) considera a los mismos como del Pleistoceno inferior a medio.

3.4.2 Holoceno

Aquí se agrupan los depósitos que están relacionados con la evolución actual del relieve. En la cartografía, debido a las limitaciones de escala, se han agrupado en depósitos fluviales (17), conos de deyección (18), morenas y glaciares de roca (19) y depósitos de ladera (21). Asimismo, también se ha diferenciado algunos glaciares y campos de neviza (20) que ocupan un área cartográfica importante.

3.4.2.1 Depósitos fluviales (17)

Ocupan los fondos de los valles fluviales actuales y algunas terrazas de los mismos, como es el caso del Arroyo de las Burras y el Manrique. En el mapa geológico se han representado únicamente los más importantes, destacando por su extensión los depósitos fluviales del Río Castaño. Litológicamente se trata de conglomerados organizados en barras longitudinales que ocupan las zonas de canal y que pasan lateralmente a limos arenosos de llanura de inundación.

3.4.2.2 Conos de deyección (18) y depósitos de ladera (20)

Se sitúan en las laderas de los arroyos de la Cordillera Frontal y en los márgenes de algunos arroyos de la Pampa de la Puerta. Están constituidos por fanglomerados con cantos de volcánicas y plutónicas, que en el caso de los conos de deyección, que se encuentran en los cursos inferiores de los Arroyos de las Burras y el Manrique, están reciclados de la Formación Las Minitas. Entre los conglomerados es frecuente encontrar lentejones de limos arenosos.

3.4.2.3 Morenas y glaciares de roca (19)

Las morenas y los glaciares de roca se ha representado conjuntamente por razones de escala, ya que se presentan frecuentemente asociados. De hecho la mayor parte de los glaciares de roca se han originado por un retrabajo periglacial de las morenas glaciares. Estos depósitos se

encuentran siempre por encima de los 3.500 m, reposando casi siempre sobre la Formación Las Chinchas. Los afloramiento más importantes se sitúan en las cabeceras de los arroyos de Las Trojas, Las Chinchas, La Choca, Los Tapones, Las Burras y Entre Cordilleras. En general se trata de depósitos desorganizados con grandes bloques angulosos incluidos en una matriz arenos-arcillosa. Esporádicamente pueden intercalarse niveles arenosos, mejor estratificados, correspondientes a cauces subglaciares.

4 GEOQUIMICA

Se llevaron a cabo análisis químicos de elementos mayoritarios, trazas y tierras raras en 10 muestras de Volcanitas Gondwánicas (Cuadro 6), 12 muestras de Plutones intrusivos subvolcánicos Gondwánicos, 2 muestras de Diques de composición básica a intermedia que cortan a las rocas anteriores (Cuadro 7), y 2 muestras de Volcanitas Mesocenozoicas (Cuadro 8). No fue posible realizar el muestreo geoquímico de los diques de composición ácida, así como de otras correspondientes a volcanitas Mesocenozoicas. Los análisis fueron realizados en los laboratorios de SGS-XRAL (Canadá), mediante fluorescencia de rayos-X para los elementos mayoritarios y traza (Ba, Nb, Rb, Sr, Y, Zr), e ICP-masa para los elementos de las tierras raras más Th y U.

A los fines de la representación gráfica, se han agrupado por un lado las Volcanitas Gondwánicas y por el otro lado los Plutones Gondwánicos. Por motivos de comodidad, en algunos casos se han incluido también las 2 muestras de Volcanitas Mesocenozoicas junto con las Volcanitas Gondwánicas. Por otro lado, las 2 muestras de Diques que cortan a las rocas Gondwánicas, y por lo tanto son consideradas pertenecientes a este ciclo orogénico, fueron graficadas junto con los Plutones Gondwánicos.

4.1 Volcanitas Gondwánicas

Dentro de estas unidades se analizaron químicamente 3 muestras de la Formación Vega de los Machos, 4 muestras de la Formación El Palque y 3 muestras de la Formación Atutia (Cuadro 6). Se tratan de volcanitas con texturas porfíricas, en parte eutaxíticas y hasta microgranosa seriada, cuyas pastas de tipo intergranular, microlítica fluidal, micropilotáxica y felsítica, junto con la composición de los fenocristales, permiten una clasificación modal que varía entre andesitas y riolitas (véase cuadro de modas). La Formación Vega de los Machos ha dado edades K-Ar correspondientes al Pérmico inferior, mientras una muestra de la Formación El Palque arrojó una edad K-Ar en el límite Pérmico-Triásico, y 2 muestras de la Formación Atutia dieron edades K-Ar del Triásico superior.

Elementos mayoritarios:

Las 3 muestras de la Formación Vega de los Machos varían en sílice entre 54.80 y 62.60%, clasificándose como andesita basáltica, andesita y dacita en el diagrama TAS de Le Maitre y otros, 1989 (Fig. 2a). Las 4 muestras de la Formación El Palque cubren un amplio espectro composicional, desde andesita (SiO₂ 56.70%) y traquiandesita (SiO₂ 60.60%) hasta riolitas (SiO₂ 72.60 y 77.20%). Por otro lado, las 3 muestras de la Formación Atutia se clasifican como andesita (SiO₂ 57.50 a 62.00%), llegando hasta el límite con el campo de la dacita. En conjunto, muestran una tendencia subalcalina (según límites dados por Irvine y Baragar, 1971), con una amplitud de alrededor de 22% en el contenido silíceo.

Si bien las volcanitas analizadas con composición riolítica son sólo 2, en el área estudiada es también observable un vacío o 'gap' composicional existente entre los 68 y 72% de sílice, observado más hacia el norte en el área de Colangüil, tanto para las volcanitas como para las plutonitas de edad Pérmica (Sato y Llambías, 1993; Llambías y Sato, 1995).

Para fines comparativos se han incorporado en la Fig. 2a los rangos composicionales observados en el área de Colangüil entre los 29° 45' y 30° 20' S, para las volcanitas

andesíticas (7 muestras) y riolíticas (9 muestras). Las rocas andesíticas de Colangüil muestran una menor amplitud silíceica dentro de los campos de la dacita a la traquidacita, pero alcanzan

Cuadro 6.- Composición química de las Volcanitas Gondwánicas.

	F. Vega de los Machos			F. El Palque				F. Atutia		
	AU-PG 0058D	AU-PG 0059D	AU-PG 0062D	AU-PG 0044D	AU-PG 0054D	AU-PG 0065D	AU-PG 0072D	AU-PG 0068D	AU-PG 0069D	AU-PG 0071D
SiO ₂	62.60	54.80	56.50	56.70	72.60	60.60	77.20	62.00	57.50	61.40
TiO ₂	0.70	1.18	1.06	0.99	0.24	0.65	0.15	0.77	1.01	0.82
Al ₂ O ₃	16.80	16.40	17.30	18.00	13.30	18.10	11.80	16.60	16.80	16.50
Fe ₂ O ₃	5.05	9.21	8.34	7.42	1.97	5.03	1.36	5.50	7.39	5.39
MnO	0.07	0.13	0.13	0.10	0.04	0.14	0.08	0.09	0.12	0.09
MgO	1.62	4.85	3.08	2.51	0.43	1.45	0.01	2.01	3.35	2.19
CaO	4.69	7.68	5.07	6.75	1.86	5.27	0.05	4.88	6.71	4.71
Na ₂ O	3.67	3.08	3.55	3.56	2.10	4.39	4.17	3.43	2.89	3.37
K ₂ O	2.90	1.34	2.31	1.88	4.42	2.68	4.35	2.95	2.11	2.78
P ₂ O ₅	0.16	0.23	0.27	0.23	0.04	0.25	0.01	0.20	0.21	0.22
LOI	1.95	1.15	2.35	1.55	3.05	0.55	0.25	1.40	1.95	2.55
Rb	108	48	80	61	198	53	145	100	77	98
Ba	760	468	547	755	794	811	105	792	585	850
Sr	381	419	551	502	147	481	16	399	385	425
Nb	7	7	9	10	9	11	18	10	10	10
Zr	249	177	219	340	124	214	179	313	218	305
Y	24	30	34	37	20	24	51	31	33	34
Th	13.50	5.70	6.50	9.70	25.80	5.70	13.80	9.80	9.10	11.30
U	4.10	1.70	2.00	2.90	6.90	1.60	3.40	2.20	2.10	2.80
La	32.70	21.20	26.40	31.20	40.00	24.70	25.40	31.70	29.20	34.60
Ce	67.10	44.80	56.50	67.70	76.30	48.20	60.20	66.20	62.70	71.40
Pr	7.90	5.80	7.60	8.80	8.30	5.70	8.10	8.20	7.80	8.90
Nd	29.30	24.10	30.80	35.00	27.00	22.20	31.30	30.50	31.70	33.50
Sm	5.80	5.10	6.40	7.20	3.90	4.50	7.40	5.60	6.40	6.00
Eu	1.55	1.57	1.86	2.12	1.04	1.67	0.92	1.89	1.77	1.98
Gd	5.10	4.90	6.20	7.10	3.50	4.30	7.40	5.50	5.90	5.80
Tb	0.80	0.80	1.00	1.10	0.60	0.80	1.20	0.80	0.90	0.90
Dy	4.10	4.30	5.20	5.70	2.90	3.40	7.50	4.50	4.90	4.80
Ho	0.88	0.87	1.16	1.25	0.67	0.82	1.56	0.94	1.11	1.10
Er	2.50	2.40	2.90	3.20	2.00	2.20	4.30	2.60	2.80	2.80
Tm	0.30	0.30	0.40	0.40	0.30	0.30	0.60	0.30	0.40	0.40
Yb	2.70	2.30	2.80	3.20	2.20	2.40	4.40	2.70	2.70	2.90
Lu	0.38	0.33	0.42	0.46	0.34	0.35	0.63	0.42	0.39	0.44

mayores contenidos de álcalis, mientras las rocas riolíticas presentan un rango composicional en sílice mayor que en el área de Castaño Nuevo.

También sobre este mismo gráfico se ha volcado el campo correspondiente al único representante magmático de edad Carbonífera de Colangüil, la Granodiorita Tabaquito. Curiosamente, el rango composicional de esta Granodiorita cubre parcialmente el 'gap' composicional mencionado, abarcando desde 65.5 hasta 70.5%. Este rango composicional no es compartido por las volcanitas (Fig. 2a) ni plutonitas (Fig. 2b) de edad Pérmica a Triásica de Castaño Nuevo.

Las volcanitas del área de Castaño Nuevo son rocas calcoalcalinas (Fig. 3a), casi en su totalidad de alto-K (Fig. 4), según límites de Peccerillo y Taylor (1976). Sin embargo, si tenemos en cuenta los contenidos individuales de los álcalis, las andesitas y dacitas presentan mayor carácter sódico que potásico (Fig. 6a), siendo metaluminosas. Los caracteres potásico y peraluminoso se hacen más fuertes en los términos más ácidos, siendo la riolita de menor contenido silíceo (AU-PG0054D) la que exhibe el carácter marcadamente potásico ($K_2O/Na_2O > 2$) y más fuertemente peraluminoso ($A/CNK = 1.15$).

Una diferencia fundamental de las volcanitas Pérmicas de Colangüil (Sato y Llambías, 1993) respecto del área de Castaño Nuevo en cuanto a elementos mayoritarios es que, si bien allí también se tratan de rocas calcoalcalinas de alto-K, casi todas las muestras, tanto andesíticas como riolíticas presentan mayor carácter potásico respecto del sódico, y mayor tendencia peraluminosa (A/CNK hasta 1.3).

En los diagramas tipo Harker para elementos mayoritarios (Fig. 4), sólo se observa cierta linealidad en la variación de TiO_2 , CaO , FeO total y K_2O , respecto de sílice, mientras MgO , P_2O_5 , Al_2O_3 y Na_2O muestran mayor dispersión.

La relación TiO_2/MgO es para todas las muestras < 1 , evidenciando su carácter calcoalcalino, y sólo en la riolita de mayor contenido silíceo (AU-PG0072D) esta relación llega a 10, asemejándose más a magmas característicos de granitoides tipo-A (Patiño Douce, 1997).

Elementos traza:

Los elementos traza se caracterizan por contenidos de Sr moderados para las rocas andesíticas a dacíticas (entre 551 y 381 ppm), y bajos para las 2 riolitas (147 y 16 ppm), bajos valores de Rb (48 a 108 ppm en las andesitas - dacitas, y 145 y 198 ppm en las riolitas), moderados a altos valores de Ba para todas las muestras (468 a 850 ppm), excepto la riolita de mayor contenido silíceo, con sólo 105 ppm. Los tenores de Zr son bajos a moderados (124 a 340 ppm).

Los valores normalizados según N-Morb de Hofmann (1988) fueron graficados en la Fig. 7, observándose en general patrones similares, de enriquecimiento de los elementos LIL y empobrecimiento de los HFS. Las depresiones en Sr y Ti son mayores para las riolitas, mientras sólo la riolita de mayor contenido silíceo presenta una depresión en Ba. Estos patrones son coincidentes con magmas generados en ambientes orogénicos, en los cuales el fraccionamiento de plagioclasa y de feldespato potásico sólo es observable en las rocas más ácidas.

La relación Rb/Sr es < 0.5 para las andesitas y dacitas, mientras para las riolitas aumenta a 1.5 y 9, como consecuencia del empobrecimiento en Sr debido probablemente a fraccionamiento de plagioclasa, ya que no se observa enriquecimiento de Rb respecto de K con el aumento de sílice, manteniéndose la relación K/Rb dispersa entre 200 y 300 a través de todo el rango composicional de las andesitas a las riolitas. La relación K/Ba < 50 para casi

todas las muestras indica que no hubo fraccionamiento de feldespatos potásicos en todo el rango composicional, proceso que ocurre sólo en la riolita de mayor contenido silíceo, en la cual K/Ba llega a 350.

Los contenidos de Rb vs. Y+Nb fueron graficados en el diagrama discriminante de Pearce et al., 1984 (Fig. 10a). En él se observa que con excepción de la riolita de mayor contenido silíceo, todas las muestras de las Volcanitas Gondwánicas se plotean dentro del campo de los granitoides de arco volcánico. El escaso aumento del Rb (198 ppm) de la riolita de menor sílice hace que esta roca se ubique más cercano al campo de los granitoides sincollisionales. El hecho que esta muestra sea la más peraluminosa ($A/CNK = 1.15$), con sericita modal, estaría indicando una evolución acuosa relativamente mayor del magma hacia los estadios finales de la cristalización. Diferente es el caso de la riolita de mayor contenido silíceo, cuyo menor contenido de Rb (145 ppm), sumado a los mayores valores de Y y de Nb entre todas las volcanitas, hacen que sea la única muestra que se plotea en el campo de los granitoides de intraplaca. Esta ubicación, correspondiente a magmatismo anorogénico, está de acuerdo con una evolución magmática pobre en agua, acompañado por una típica depresión en Ba (Fig. 7), como lo señalara Bonin (1990) para los granitoides alcalinos de estadios anorogénicos tempranos. La mayor relación TiO_2/MgO indicada anteriormente para esta muestra, y el hecho de que haya sido la única volcanita con fluorita modal, se hallan de acuerdo con esta interpretación.

Elementos de las tierras raras (REE):

Estos elementos fueron graficados utilizando para su normalización valores de condrito de Taylor y McLennan, 1985 (Fig. 11). En esta figura se han adicionado para referencia, los valores de SiO_2 anhidra para cada muestra. Las volcanitas andesíticas a dacíticas presentan contenidos totales que oscilan entre 119 y 176 ppm, mientras las volcanitas riolíticas contienen 161 y 169 ppm de REE totales.

En las tres muestras de la Formación Vega de los Machos se observa un leve incremento de las REE totales con el aumento de la sílice (119 a 161 ppm, para sílice 55.4 a 63.7%, en base anhidra). El diseño de sus pendientes entre las livianas y pesadas es moderado, con $(La/Yb)_N$ entre 6.2 y 8.2, siendo más empinadas las rocas más silíceas. Las REE livianas muestran una pendiente levemente más empinada que las pesadas. Sus anomalías de Europio son muy pobremente negativas ($Eu/Eu^* = 0.96$ a 0.87), aumentando escasamente su magnitud con el aumento en sílice.

En cambio, en la Formación El Palque, los contenidos totales de REE no presentan correlación con el contenido silíceo, ya que las rocas andesíticas contienen 174 y 122 ppm (SiO_2 57.77 y 61.49% respectivamente), y las rocas riolíticas contienen 169 y 161 ppm de REE total (SiO_2 74.85 y 77.20% respectivamente). Las 2 muestras andesíticas muestran un comportamiento similar entre sí, con diseños con pendientes moderadas entre livianas y pesadas (relación $(La/Yb)_N$ 6.6 y 7.0). Su anomalía de Eu es prácticamente inexistente a muy levemente positiva ($Eu/Eu^* = 0.91 - 1.16$). De la mineralogía presente en estas rocas se puede inferir al piroxeno y al anfíbol como responsables de esta leve anomalía positiva. Con respecto a las rocas riolíticas de la F. El Palque, las 2 muestras son bastante diferentes entre sí. Dentro de ellas, la muestra con menor contenido silíceo (AU-PG0054D) se caracteriza por una relación $(La/Yb)_N$ más alta (12.3) entre todas las volcanitas, con una pendiente muy empinada de las REE livianas y muy tendida de las pesadas. Su anomalía negativa de Eu es muy escasamente observable ($Eu/Eu^* = 0.86$). Por otro lado, la riolita de mayor contenido silíceo (AU-PG0072D) se distingue por su diseño general más tendido, con $(La/Yb)_N = 3.9$, y

por presentar una anomalía negativa de Eu muy marcada ($Eu/Eu^* 0.38$), indicando fraccionamiento de feldespatos.

Las 3 muestras de la Formación Atutia (SiO_2 58.62 a 62.99%) presentan contenidos totales de REE de entre 159 y 176 ppm, con comportamientos muy similares entre sí y también similares a la F. Vega de los Machos. Su relación $(La/Yb)_N$ oscila entre 7.3 y 8.1, con anomalía de Eu casi inexistente ($Eu/Eu^* 0.88$ a 1.04).

Las moderadas pendientes que caracterizan a todas las andesitas (incluyendo también a la riolita de menor contenido silíceo), así como la nula o muy escasa anomalía de Eu, constituyen características típicas de andesitas generadas en márgenes continentales (Cullers y Graf, 1984).

4.2 Plutones y Diques Gondwánicos

De los cuerpos intrusivos granodioríticos fueron analizadas químicamente 2 muestras del plutón Las Vacas, 3 del plutón Casposo y una del plutón La Alumbraera, mientras de los cuerpos graníticos se analizaron 2 muestras del plutón La Tatora, 2 del Plutón Vallecito y 2 del plutón Los Colorados (Cuadro 7). No se pudieron realizar análisis químicos del plutón riolítico Taponés ni del plutón de granito anfibólico Manrique. A su vez se analizaron 2 muestras de diques de composición básica a intermedia, una de rumbo meridiano (AU-PG0056D) y otra transversal (AU-PG0041D), las cuales serán descritas conjuntamente con los intrusivos.

Los plutones granodioríticos se constituyen de rocas con texturas granosa hipidiomorfa, porfírica, o hasta gráfica agpaítica como en el caso de una muestra del plutón El Casposo. Modalmente estas rocas fueron clasificadas como tonalita, granodiorita y granito anfibólico (véase cuadro de modas). Para los plutones Las Vacas y Casposo se disponen de edades K-Ar ubicadas en el Pérmico superior, mientras el plutón La Alumbraera arrojó una edad Triásica superior.

Los plutones graníticos analizados presentan rocas con texturas granosas a microgranosas, gráficas, agpaíticas, o seriadas, hasta porfíricas. Sus componentes minerales permitieron clasificarlas como granito anfibólico, microgranito, microgranito piroxénico, o microgranito porfírico (véase cuadro de modas). Dentro de estos plutones se dispone de una sola edad K-Ar para el Plutón Los Hornitos, ubicada en el Triásico superior.

Elementos mayoritarios:

Las dos muestras correspondientes al plutón Las Vacas muestran una amplia diferencia composicional, entre 59.60% (borde) y 73.80% (centro) en sílice, mientras el plutón Casposo varía de 56.40 a 66.20%, y el plutón La Alumbraera contiene 64.30%. De acuerdo a la clasificación TAS de Middlemost (1994) para rocas plutónicas (Fig. 2b), estas rocas se clasifican como monzonita y granito para el plutón Las Vacas, diorita, granodiorita y monzonita cuarcífera para el plutón Casposo, y como granodiorita para el plutón La Alumbraera. De ellas, la monzonita cuarcífera (de mayor contenido de álcalis) coincide con una clasificación modal de granito anfibólico.

Por otro lado, los plutones graníticos (La Tatora, Vallecito y Los Colorados) presentan una variación en sílice de entre 71.80 a 77.90%, y se clasifican en todos los casos como granito (Fig. 2b). De ellas, las rocas más básicas corresponden al plutón La Tatora, cuya composición modal corresponde a un granito anfibólico (Cuadro 3). A su vez, la

muestra AU-PG0050D del plutón Vallecito corresponde modalmente a un microgranito piroxénico, con nefelina normativa.

Cuadro 7.- Composición química de Plutones y Diques Gondwánicos.

	Granodioritas						Granitos						Diques	
	Pl. Las Vacas		Pl. Casposo			Pl.L. A.	Pl. La Totora		Pl. Vallecito		Pl.L.Colorados			
	AU-PG 0060	AU-PG 0061	AU-PG 0037	AU-PG 0077	AU-PG 0083	AU-PG 0075	AU-PG 0073	AU-PG 0074	AU-PG 0046	AU-PG 0050	AU-PG 0036	AU-PG 0080	AU-PG 0041	AU-PG 0056
SiO ₂	59.40	73.80	56.40	66.20	65.70	64.30	71.80	71.80	77.90	76.00	76.80	75.20	50.10	56.80
TiO ₂	0.82	0.24	1.06	0.65	0.61	0.66	0.35	0.33	0.21	0.28	0.08	0.18	1.52	0.75
Al ₂ O ₃	18.20	13.70	15.60	15.10	15.20	15.50	14.00	13.90	11.00	11.00	12.20	12.80	15.90	17.40
Fe ₂ O ₃	5.88	2.13	8.06	4.67	4.60	5.04	2.57	2.76	2.64	2.60	1.38	1.92	11.70	7.02
MnO	0.09	0.03	0.19	0.09	0.10	0.08	0.10	0.09	0.04	0.07	0.01	0.02	0.23	0.20
MgO	1.83	0.40	4.58	0.98	1.66	2.01	0.45	0.36	0.01	0.13	0.01	0.12	5.46	2.62
CaO	5.04	1.16	6.33	2.45	3.11	4.61	0.99	1.06	0.01	0.17	0.28	0.32	6.61	5.38
Na ₂ O	4.55	3.88	3.24	4.21	3.74	3.27	4.31	4.20	3.82	3.91	3.77	3.50	4.50	4.19
K ₂ O	2.50	3.93	2.12	3.70	3.49	3.16	4.33	4.35	4.02	4.42	4.81	5.21	1.33	2.39
P ₂ O ₅	0.26	0.05	0.25	0.18	0.16	0.14	0.08	0.08	0.01	0.02	0.01	0.03	0.25	0.29
LOI	1.30	0.70	2.15	1.00	1.60	1.40	0.95	0.65	0.50	0.55	0.55	0.65	2.75	2.60
Rb	91	131	79	96	130	133	159	149	150	153	164	159	48	71
Ba	927	811	761	988	777	631	919	848	97	74	84	771	365	705
Sr	541	235	426	267	402	328	163	128	22	25	18	61	279	512
Nb	9	11	8	12	8	10	18	16	21	17	21	13	6	10
Zr	432	131	214	300	209	184	268	249	369	296	120	175	174	207
Y	30	25	33	45	26	27	54	52	81	58	73	55	30	28
Th	7.40	17.00	5.50	11.30	12.10	11.60	14.80	17.30	20.30	15.40	23.20	19.80	2.00	5.70
U	2.10	3.80	1.70	2.80	3.40	2.90	2.70	4.00	5.30	4.40	7.30	4.50	0.50	1.40
La	33.00	32.80	25.90	38.20	32.50	33.70	50.10	46.60	30.90	29.30	25.90	46.80	15.80	27.30
Ce	66.40	65.10	56.30	83.90	67.90	53.10	103.0	96.70	81.10	72.20	67.10	97.80	37.90	52.80
Pr	8.00	7.50	7.60	10.70	8.50	6.80	12.80	12.10	10.50	9.90	10.30	11.90	5.30	6.90
Nd	31.40	25.40	30.60	40.70	31.30	27.00	47.30	44.30	41.20	37.30	40.50	41.40	22.50	26.70
Sm	5.90	4.40	6.50	8.40	5.60	6.30	9.00	8.50	9.40	8.70	11.90	8.40	5.10	5.20
Eu	1.89	1.10	1.89	2.28	1.57	0.82	2.02	1.93	1.38	1.33	0.22	1.04	1.72	1.88
Gd	5.30	4.40	6.50	7.70	5.30	6.50	8.40	8.10	9.80	8.30	13.30	8.10	5.60	4.90
Tb	0.80	0.60	0.90	1.30	0.80	1.10	1.30	1.40	1.70	1.50	2.30	1.40	0.90	0.80
Dy	4.10	3.60	5.00	6.80	3.80	6.50	7.40	7.40	10.90	8.80	14.60	7.70	5.20	4.00
Ho	0.90	0.78	1.08	1.56	0.81	1.37	1.64	1.76	2.51	2.04	3.08	1.74	1.19	0.92
Er	2.30	2.20	2.80	4.30	1.90	3.60	4.30	4.90	7.20	5.70	8.60	5.00	3.10	2.50
Tm	0.30	0.30	0.40	0.60	0.30	0.60	0.60	0.70	1.00	0.90	1.20	0.80	0.40	0.30
Yb	2.30	2.40	3.00	4.40	2.10	3.90	4.60	5.20	7.50	6.20	8.30	5.60	2.90	2.80
Lu	0.38	0.38	0.43	0.64	0.28	0.59	0.68	0.77	1.14	0.90	1.10	0.80	0.46	0.41

Pl. L.A.: Plutón La Alumbreira

Las 2 muestras de diques básicos a intermedios analizados fueron clasificados como monzodiorita (con acmita normativa) y monzonita (Fig. 2b).

Al compararse con los campos ocupados por los plutones granodioríticos y graníticos Pérmicos del área de Colangüil (Fig. 2b), se observa una coincidencia bastante ajustada con los plutones de Castaño Nuevo, si bien en esta última área, las edades K-Ar se extienden hasta el Triásico superior. En cuanto a los diques básicos, en Castaño Nuevo se registra un dique con composición más básica que los de Colangüil, siguiendo la misma tendencia general con alcalinidad levemente mayor, observada en los diques de Colangüil.

Con respecto al diagrama AFM de Irving y Baragar, 1971 (Fig. 3b), los plutones granodioríticos siguen una tendencia general calcoalcalina, al igual que las rocas volcánicas andesíticas y los diques básicos a intermedios. Los granitos se acumulan en el extremo de mayor diferenciación en este diagrama. El contenido en K₂O también permite definir a los plutones dentro de las series calcoalcalinas de alto-K (Fig. 5). Al tener en cuenta la relación en peso entre los álcalis (Fig. 6), las rocas granodioríticas presentan un carácter más sódico que potásico ($Na_2O > K_2O$) y son metaluminosos ($A/CNK < 1.0$), mientras las rocas graníticas son en general más potásicas que sódicas, y metaluminosas hasta muy levemente peraluminosas (A/CNK hasta 1.1), en forma general coincidente con las rocas volcánicas.

Los diagramas tipo Harker (Fig. 5) muestran en conjunto una definida tendencia a la disminución del TiO₂, CaO, FeO, MgO, P₂O₅ y Al₂O₃, aumento del K₂O y constancia de Na₂O con respecto al aumento de SiO₂.

En cuanto a la relación TiO₂/MgO, tomado por Patiño Douce (1997) como indicador para caracterizar a los granitoides tipo-A, presenta valores bastante inferiores a 1 para los diques y plutones granodioríticos. En el plutón granítico La Totorá este índice se hace cercano a 1, mientras en los restantes plutones graníticos es mayor a 1, llegando a máximos de 21 y 8. Estos altos valores, considerados en conjunto con las características de estos granitos, como su carácter hipersolvus y tardía estabilización de minerales ferromagnesianos, permiten clasificarlos como granitos tipo-A o anorogénicos.

Elementos traza:

Los plutones granodioríticos se caracterizan por contenidos moderados de Sr (541 a 235 ppm), bajos de Rb (79 a 159 ppm), moderados a altos de Ba (988 a 631 ppm), y moderados a bajos valores de Zr (432 a 131 ppm), mientras los graníticos contienen escaso Sr (163 a 22 ppm), escaso Rb (164 a 149 ppm), abundante a escaso Ba (919 a 74 ppm), y moderado a escaso Zr (369 a 120 ppm).

La relación Rb/Sr es menor a 0.5 para las rocas granodioríticas, mientras en las graníticas llega hasta 9. Sin embargo, este aumento no se debe a un enriquecimiento del Rb (más incompatible) con el aumento del grado de diferenciación, sino a la disminución del contenido de Sr (fraccionamiento de la plagioclasa). De la misma manera, se observa que no hay enriquecimiento del Rb respecto del K con el aumento de la sílice, manteniéndose el índice K/Rb en general disperso entre 200 y 300, sin definir una tendencia a su disminución, como sería de esperarse en un proceso normal de diferenciación. El índice K/Ba, que caracteriza el fraccionamiento del feldespato potásico, es muy bajo y constante para todas las rocas granodioríticas y también para el plutón granítico La Totorá (71.80% SiO₂). Sólo en los plutones Vallecito y Los Colorados (SiO₂ > 75.20%) la relación K/Ba registra un brusco aumento por disminución del Ba.

En la Fig. 8 se hallan graficados los elementos traza normalizados según N-Morb de Hofmann (1988). En general muestra patrones similares a los observados para las rocas

volcánicas. Las rocas granodioríticas muestran una similitud bastante estrecha en su comportamiento, con excepción de la facies granítica del plutón Las Vacas (SiO_2 73.80%), en la cual se acentúa la depresión en Ti. Entre los plutones graníticos son notorias las depresiones de Sr y Ba para los plutones Los Colorados y Vallecito, y de Ti para el plutón Los Colorados. Este último se caracteriza por los mayores tenores en Th y U y menores en Zr. Los contenidos moderados de Th se hallan avalados por la presencia de allanita en todos los plutones. Circón fue observado también en casi todos los plutones granodioríticos y graníticos, en coincidencia con los tenores en algunos casos hasta moderados en Zr.

Los diagramas multielementos para los 2 diques básicos a intermedios (Fig. 8) muestran patrones más suavizados, con enriquecimientos más suaves de elementos litófilos y depresiones más suavizadas de los más inmóviles y con alta carga.

El diagrama de discriminación tectónica de Pearce y otros (1984) (Fig. 10b) discrimina a los plutones granodioríticos junto con los diques básicos a intermedios dentro del campo de los granitos de arco volcánico, con excepción de una muestra del plutón Casposo (AU-PG0077D, granito anfibólico), que se ubica en el campo de granitos de intraplaca, casi en el límite con el de arco volcánico. Los escasos contenidos de Rb para los plutones graníticos, sumados a los mayores tenores de Y y Nb, hacen que los granitos se ploteen íntegramente en el campo de los granitos de intraplaca, de la misma manera que la riolita de mayor contenido en sílice de la Formación El Palque (Fig. 9a), dentro de las rocas volcánicas. Esta caracterización tectónica para los granitos se halla de acuerdo con la clasificación anterior de granitos anorogénicos o tipo-A (Whalen et al., 1987), como es avalado por la alta relación TiO_2/MgO y depresiones en Ba en los plutones Vallecito y Los Colorados, moderado a alto contenido de Zr como en el plutón Vallecito, texturas agpáiticas propias de granitos hipersolvus, y presencia de fluorita como en el plutón Los Colorados. El plutón La Titora y Los Colorados presentan evolución metaluminosa, mientras el plutón Vallecito es peralcalino.

Elementos de las tierras raras (REE):

Los cuerpos intrusivos presentan contenidos de REE totales algo superiores a las rocas volcánicas. Los intrusivos granodioríticos se caracterizan por contenidos totales de entre 149 y 212 ppm, mientras los graníticos contienen entre 193 y 253 ppm. Los valores normalizados según condrito de Taylor y McLennan (1985) fueron graficados en la Fig. 12. En esta figura, los valores de SiO_2 se hallan en base anhidra, para permitir mejor su comparación.

Las 3 muestras analizadas en el plutón Casposo, las REE totales varían de 149 (AU-PG0037D, 57.65% SiO_2) a 212 ppm (AU-PG0077D, 67.39% SiO_2), en general aumentando con el incremento de sílice. A pesar de la diferencia en su contenido silíceo, estas 2 muestras presentan diseños gráficos similares, más tendidos, con $(\text{La}/\text{Yb})_N$ de 5.8 y 5.9. En cambio, la muestra AU-PG0083D, con contenido silíceo (66.79%) cercano a la muestra AU-PG0077D, presenta un diseño bastante más empinado, con $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 10.5. En los 3 casos la anomalía negativa de Eu es muy poco marcada (Eu/Eu^* 0.87 a 0.88).

En el plutón Las Vacas las REE totales son más escasas, con 163 (SiO_2 60.26%) y 151 (SiO_2 74.31%) ppm, mostrando una leve disminución con el incremento de la sílice. Si bien la pendiente general de estas 2 muestras es similar, con relación $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 9.7 y 9.2, la muestra más silícea presenta una mayor depresión en las REE medias, para lo cual podría haber influido el fraccionamiento de minerales como la titanita y la apatita, teniendo en cuenta los coeficientes de partición dados en Rolinson (1993). En la muestra más básica la

anomalía de Eu llega a ser levemente positiva ($\text{Eu}/\text{Eu}^* 1.03$), mientras en la más ácida se observa una anomalía negativa algo más marcada ($\text{Eu}/\text{Eu}^* 0.76$).

La única muestra analizada para el plutón La Alumbreira (65.10% SiO_2) contiene 152 ppm totales de REE, similar al plutón Las Vacas. Sin embargo, su pendiente entre pesadas y livianas es más tendida, con $(\text{La}/\text{Yb})\text{N}$ 5.8. La anomalía negativa de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* 0.39$) es la más marcada dentro de todos los plutones granodioríticos.

En conjunto, los patrones de los plutones Casposo y Las Vacas corresponden al grupo con anomalía de Eu pequeña o nula (Cullers y Graf, 1984), casi sin fraccionamiento de plagioclasa. En este sentido se asemejan a los patrones obtenidos para las volcanitas andesíticas. Sólo el plutón La Alumbreira muestra un diseño con anomalía negativa bien definida, y considerando también los diseños de sus pendientes, se observa una semejanza con el diseño obtenido para la volcanita riolítica de mayor contenido en sílice.

Con respecto a los plutones de composición granítica, se constata un contenido total de elementos de las tierras raras en general mayor que en los plutones granodioríticos, pero con una tendencia a ser más empobrecidos en los plutones más silíceos. Las anomalías negativas de Eu llegan a ser mayores en estos cuerpos.

El plutón La Totorá es el que mayor contenido de REE totales posee. Las 2 muestras analizadas, con 72.54 y 72.58% de SiO_2 , muestran un total de 240 y 253 ppm. Sus patrones son casi superpuestos, con moderada pendiente entre livianas y pesadas, cuyo $(\text{La}/\text{Yb})\text{N}$ es 7.4 y 6.1, más empinadas en las REE livianas, con $(\text{La}/\text{Sm})\text{N}$ alrededor de 3.50, y REE pesadas algo más tendidas, con $(\text{Gd}/\text{Yb})\text{N}$ de 1.3 y 1.5. Las anomalías negativas de Eu son escasamente observables, en ambos casos con $\text{Eu}/\text{Eu}^* 0.71$, y por lo tanto se clasifican como granito con escasa a nula anomalía (Cullers y Graf, 1984).

En el plutón granítico Vallecito, de mayor contenido silíceo, las REE totales son algo menor que en el plutón La Totorá, con 193 (SiO_2 77.08%) y 216 (SiO_2 78.70%) ppm. Ambos diseños son muy similares y tendidos, con una leve pendiente mayor en las REE livianas que en las pesadas. Los valores de $(\text{La}/\text{Yb})\text{N}$ son de 3.2 y 2.8. La anomalía negativa de Eu es algo más considerable, con $\text{Eu}/\text{Eu}^* 0.48$ y 0.44.

Las 2 muestras analizadas del plutón Los Colorados se caracterizan por contenidos totales de REE de 239 (SiO_2 75.73%) y 208 ppm (SiO_2 77.30%). Los diseños de estas muestras son levemente diferentes, siendo más tendida la muestra más silícea, con $(\text{La}/\text{Yb})\text{N}$ 2.1, la más tendida de todas las muestras analizadas en Castaño Nuevo. A su vez, esta muestra presenta la anomalía negativa de Eu más notoria ($\text{Eu}/\text{Eu}^* 0.05$). En cambio, la muestra menos silícea de este plutón presenta una relación $(\text{La}/\text{Yb})\text{N}$ más moderada de 5.7, y una anomalía negativa de Eu algo menos marcada, con $\text{Eu}/\text{Eu}^* 0.39$. Esta evolución hacia un diseño más tendido y con aumento de la anomalía de Eu podría explicarse como resultado del fraccionamiento de la allanita y de los feldespatos.

Los diques básicos a intermedios contienen 108 (SiO_2 51.33%) y 137 (SiO_2 58.53%) ppm de REE totales, los diseños son tendido y moderado, con $(\text{La}/\text{Yb})\text{N}$ de 3.7 y 6.6 respectivamente. La anomalía de Eu es casi inexistente ($\text{Eu}/\text{Eu}^* 0.98$ y 1.14).

4.3 Síntesis del magmatismo Gondwánico

Las Volcanitas Gondwánicas del área de Castaño Nuevo, que de acuerdo a las edades K-Ar obtenidas, evolucionaron durante el Pérmico inferior al Triásico superior, se hallan agrupadas en 3 unidades: F. Vega de los Machos, F. El Palque y F. Atutia. De acuerdo a los 10 análisis químicos llevados a cabo, presentan un rango composicional amplio, desde

54.80% hasta 77.20% de SiO₂, compuestas por andesitas basálticas, andesitas, trauquiandesitas, dacitas y riolitas. Las riolitas fueron documentadas químicamente sólo por 2 muestras. Al igual que en el área de Colangüil (29° 45' a 30° 20' S), presentan un 'gap' composicional entre los 68 y 72% de SiO₂. Se tratan de rocas calcoalcalinas, de alto-K, metaluminosas y con carácter más sódico respecto del potásico. Las rocas andesíticas, con diseños de elementos traza enriquecidos en elementos LIL y empobrecidos en HFS, así como con diseños de los elementos de las tierras raras con pendientes negativas moderadas, y nula o muy escasa anomalía de Eu, caracterizan a ambientes orogénicos de márgenes continentales, es decir a arcos volcánicos. Sólo en la riolita de mayor contenido silíceo se observa fraccionamiento de feldespatos (potásico y plagioclasa). En esta roca el escaso contenido de Rb, sumado a los mayores valores de Y y Nb, permite clasificarla dentro de un magmatismo anorogénico, con una evolución empobrecida en agua, como lo sustentan su depresión en Ba y alta relación TiO₂/MgO.

Dentro de los cuerpos intrusivos Gondwánicos se han distinguido varios plutones granodioríticos y graníticos, con edades del Pérmico superior a Triásico superior. Los 12 análisis químicos llevados a cabo en estas rocas revelan un espectro composicional similar a las volcanitas, desde 56.40% hasta 77.90% de SiO₂, compuestas por dioritas, monzonitas, granodioritas, monzonitas cuarcíferas y granitos. De la misma manera que en las volcanitas, se halla ausente el rango composicional entre 68 y 72% de SiO₂. Las rocas granodioríticas son calcoalcalinas, de alto-K, con carácter más sódico respecto de potásico, y metaluminosas. Las rocas graníticas también son de alto-K, en general más potásicas que sódicas, y metaluminosas. El plutón Vallecito presenta carácter peralcalino. Las características de los elementos traza y de las tierras raras en las rocas granodioríticas son bastante similares a las de las volcanitas andesíticas, pudiéndose caracterizar como rocas calcoalcalinas de ambientes orogénicos, y ubicándose en el diagrama de discriminación tectónica en el campo de granitoides de arco volcánico. Sólo en el plutón La Alumbra se verifica fraccionamiento de la plagioclasa. En cambio, los plutones graníticos se caracterizan por su discriminación tectónica como granitos de intraplaca, avalada también por sus características hipersolvus, con estabilización tardía de minerales ferromagnesianos (granitos piroxénicos y anfibólicos), propios de ambientes anorogénicos con granitoides tipo-A. Altos valores de TiO₂/MgO, depresiones en Ba, moderado a alto contenido de Zr, presencia de allanita y fluorita son características de este tipo de granitoides.

De lo expuesto se constata una evolución en el magmatismo Gondwánico, desde un ambiente de arco magmático (volcanitas andesíticas y plutones granodioríticos), desarrollado probablemente durante el Pérmico, hacia un ambiente anorogénico instalado durante el Triásico. Este último ambiente se halla bien documentado por las características de los plutones graníticos. Si bien el pasaje entre orogénesis y anorogénesis ya fue descrito por Llambías y Sato (1995) para el magmatismo Gondwánico Pérmico en el área de Colangüil, en el área de Castaño Nuevo se halla mejor registrado el magmatismo anorogénico Triásico, caracterizado por los plutones graníticos.

4.4 Volcanitas Mesocenoicas

Dentro de estas unidades se pudieron analizar químicamente sólo 2 muestras, una correspondiente a la Andesita Las Vizcachas y otra correspondiente a la F. Arroyo Las Chinchas (Cuadro 8).

La muestra correspondiente a la Andesita Las Vizcachas contiene 64.60% de SiO₂, y se clasifica como una dacita (Fig. 2a), en coincidencia con su clasificación modal y textura porfirica con fenocristales de plagioclasa y pasta felsítica.

Si bien su edad podría ser asignada entre el Triásico superior y el Jurásico, tanto las características de los elementos mayoritarios como trazas y de las tierras raras son comparables con las de las rocas andesíticas de las Volcanitas Gondwánicas, como se observa en las figuras 3a), 4, 9, y 13. Por otro lado, la única muestra analizada químicamente entre las volcanitas de la Formación Arroyo Las Chinchas corresponde a un basalto con textura intergranular, con contenido de SiO₂ de 43.70%, pero que se clasifica en el diagrama TAS (Fig. 2a) como basalto, debido a su alto valor en LOI (8%). Esta muestra se plotea en el campo de las rocas tholeíticas en el diagrama AFM (Fig. 3a). Si bien se ha graficado en algunos otros diagramas (figuras 4, 9, 13), por ser una sola la muestra, no es suficiente para caracterizar la suite magmática a la que representa.

Cuadro 8.- Composición química de Volcanitas Mesocenoicas.

	A. Las Vizcachas AU-PG0063D	F. Arroyo Las Chinchas AU-PG0085D
	SiO ₂	64.60
TiO ₂	0.63	2.07
Al ₂ O ₃	15.40	15.70
Fe ₂ O ₃	5.08	11.00
MnO	0.07	0.28
MgO	2.33	2.42
CaO	3.60	13.50
Na ₂ O	3.13	2.58
K ₂ O	3.27	0.39
P ₂ O ₅	0.14	0.42
LOI	1.80	8.00
Rb	136	2
Ba	730	353
Sr	275	399
Nb	11	10
Zr	206	211
Y	32	32
Th	15.90	3.10
U	4.60	0.60
La	32.40	22.80
Ce	67.70	54.00
Pr	8.00	7.40
Nd	28.60	30.90
Sm	5.30	7.10
Eu	1.36	2.43
Gd	5.00	7.70
Tb	0.70	1.20
Dy	4.00	6.50
Ho	0.89	1.46
Er	2.50	3.70
Tm	0.30	0.50
Yb	2.40	3.50
Lu	0.35	0.51

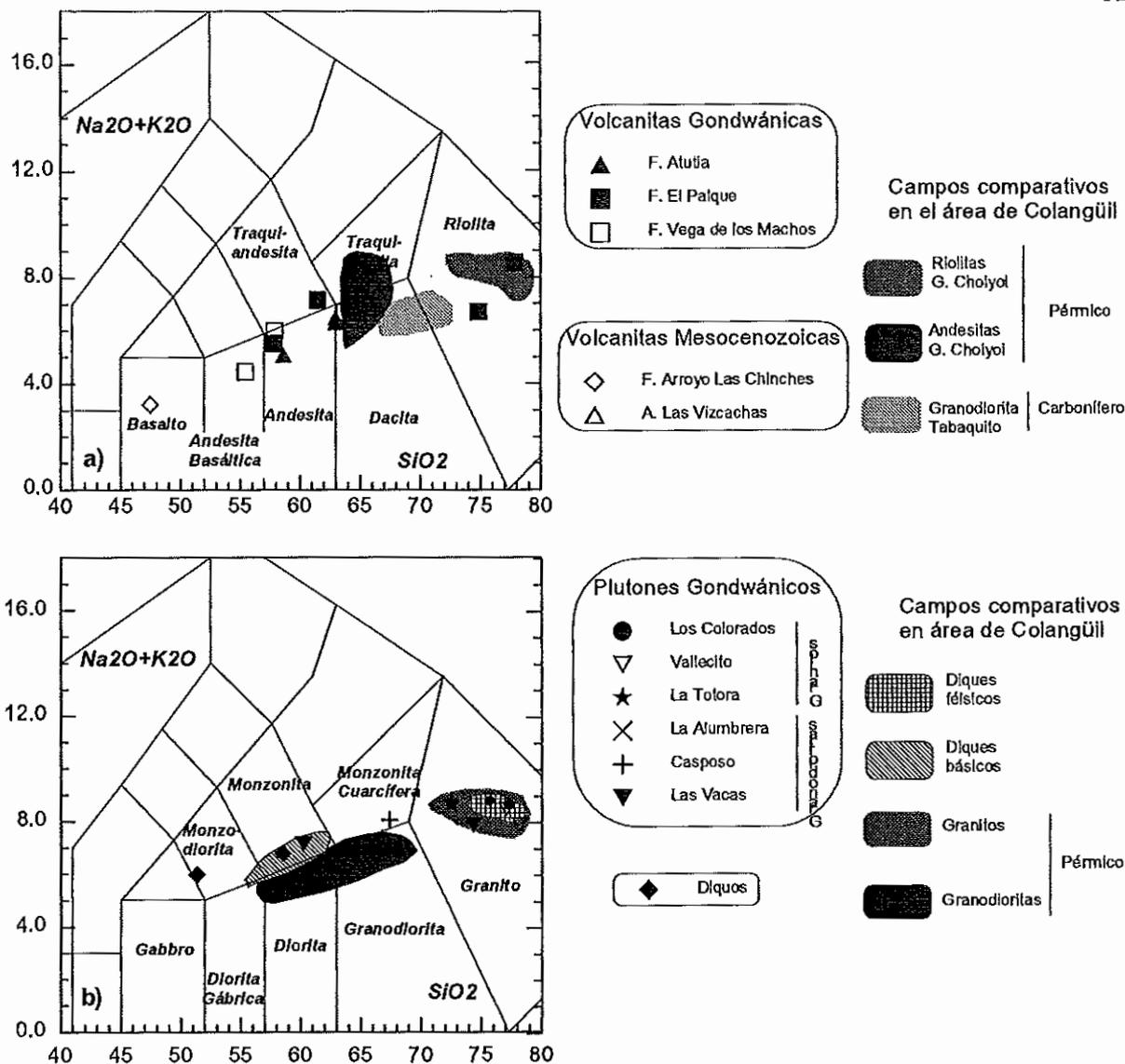


Fig. 2.- Diagramas TAS para a) Volcanitas Gondwánicas. Se incluyen también las 2 muestras de las Volcanitas Mesocenoicas. b) Plutones y Diques Gondwánicos. Para su comparación, se han graficado los campos composicionales de las rocas del área de Colangüil (Sato y Llambías, 1993; Llambías y Sato, 1995).

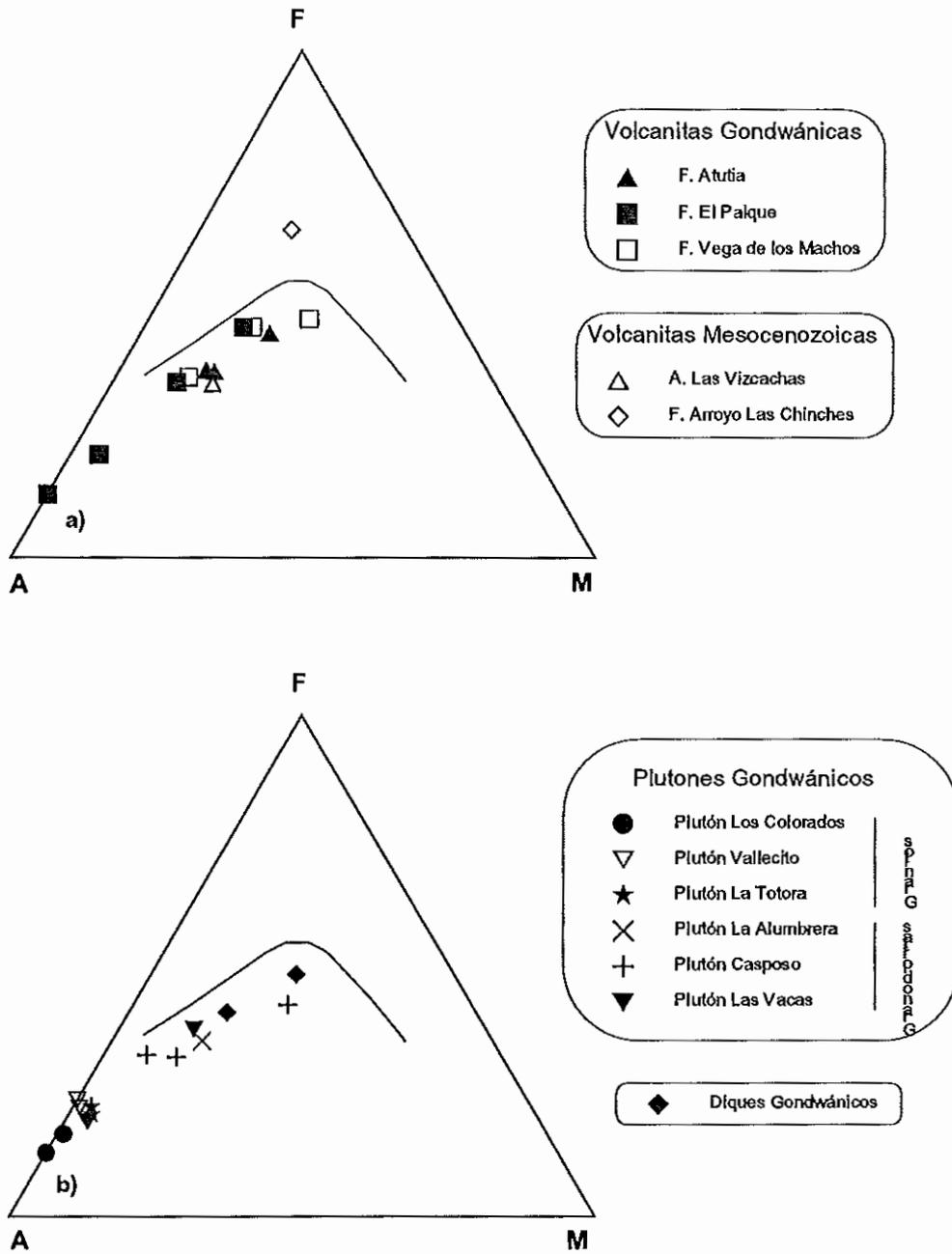


Fig. 3.- Diagramas AFM (Irving y Baragar, 1971) para a) Volcanitas Gondwánicas, y b) Plutones y Diques Gondwánicos. Las 2 muestras de Volcanitas Mesocenozoicas fueron adicionadas en a).

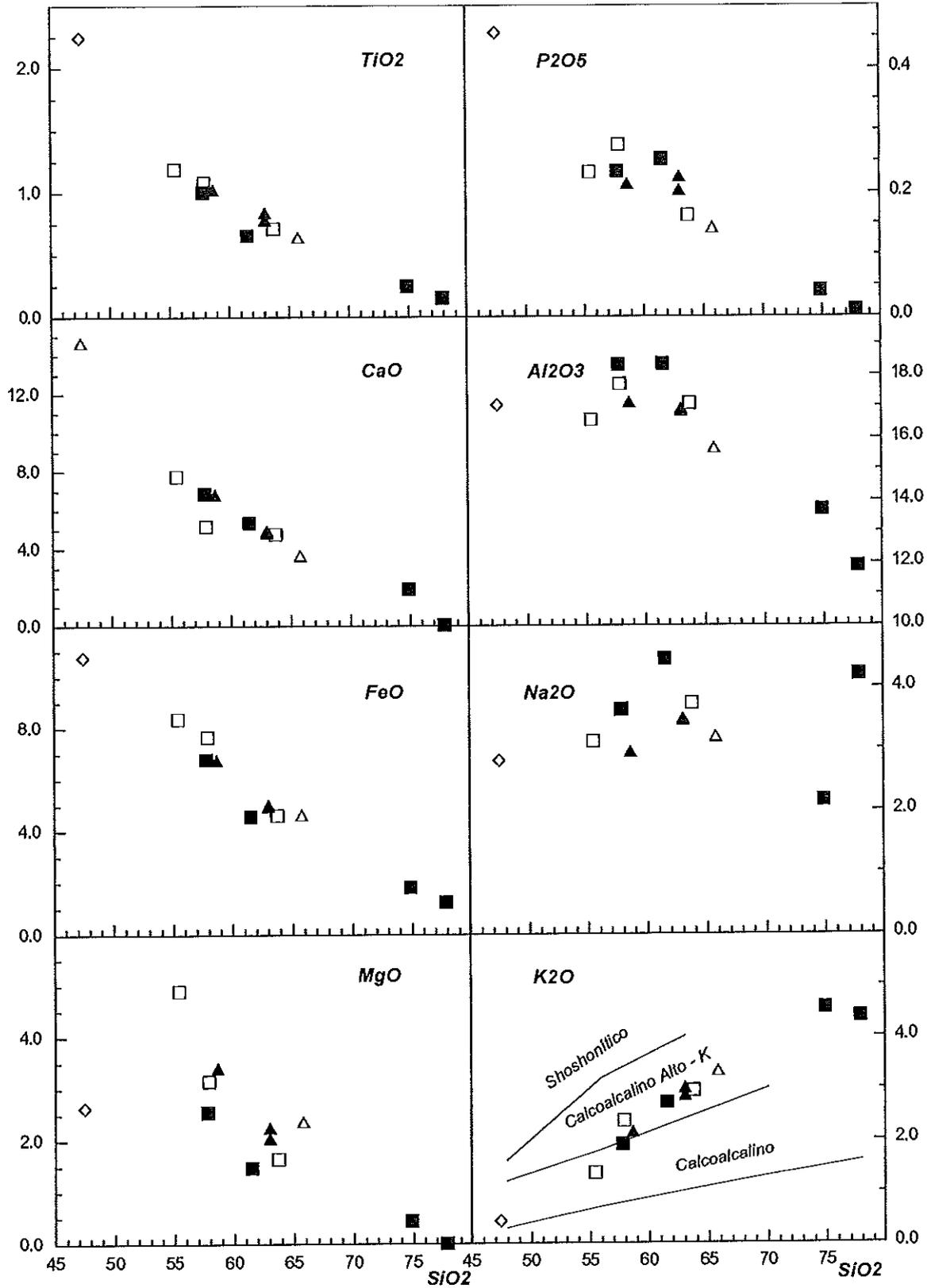


Fig. 4.- Diagramas Harker para elementos mayoritarios de las Volcanitas Gondwánicas. Se incluyen también las 2 muestras de las Volcanitas Mesocenoicas. Para el K₂O se han adicionado los límites dados en Peccerillo y Taylor (1976). Rastras igual que en Fig. 2a).

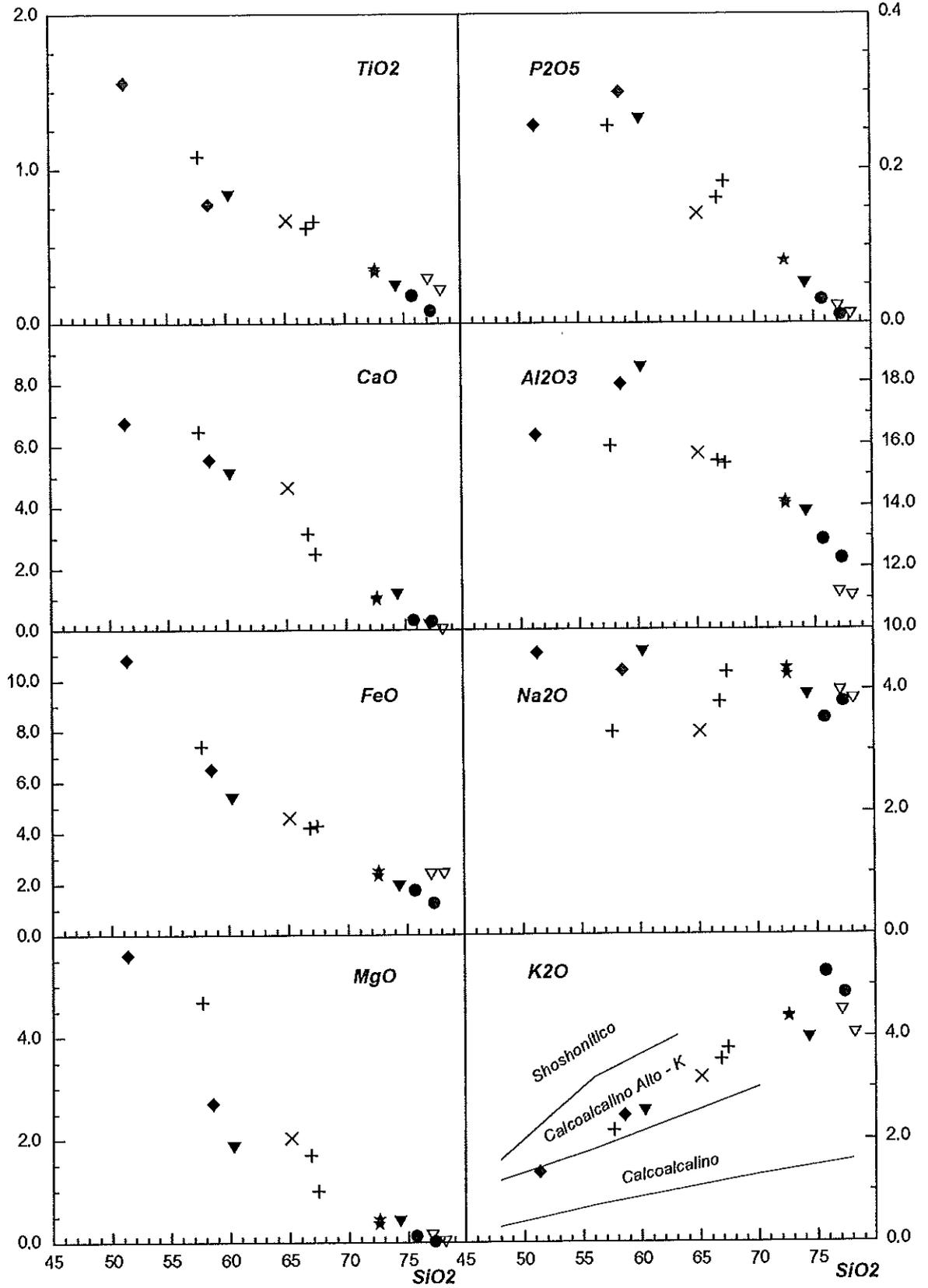


Fig. 5.- Diagramas Harker para elementos mayoritarios de los Plutones y Diques Gondwánicos. Para el K₂O se han adicionado los límites dados en Peccerillo y Taylor (1976). Rastras igual a Fig. 2b).

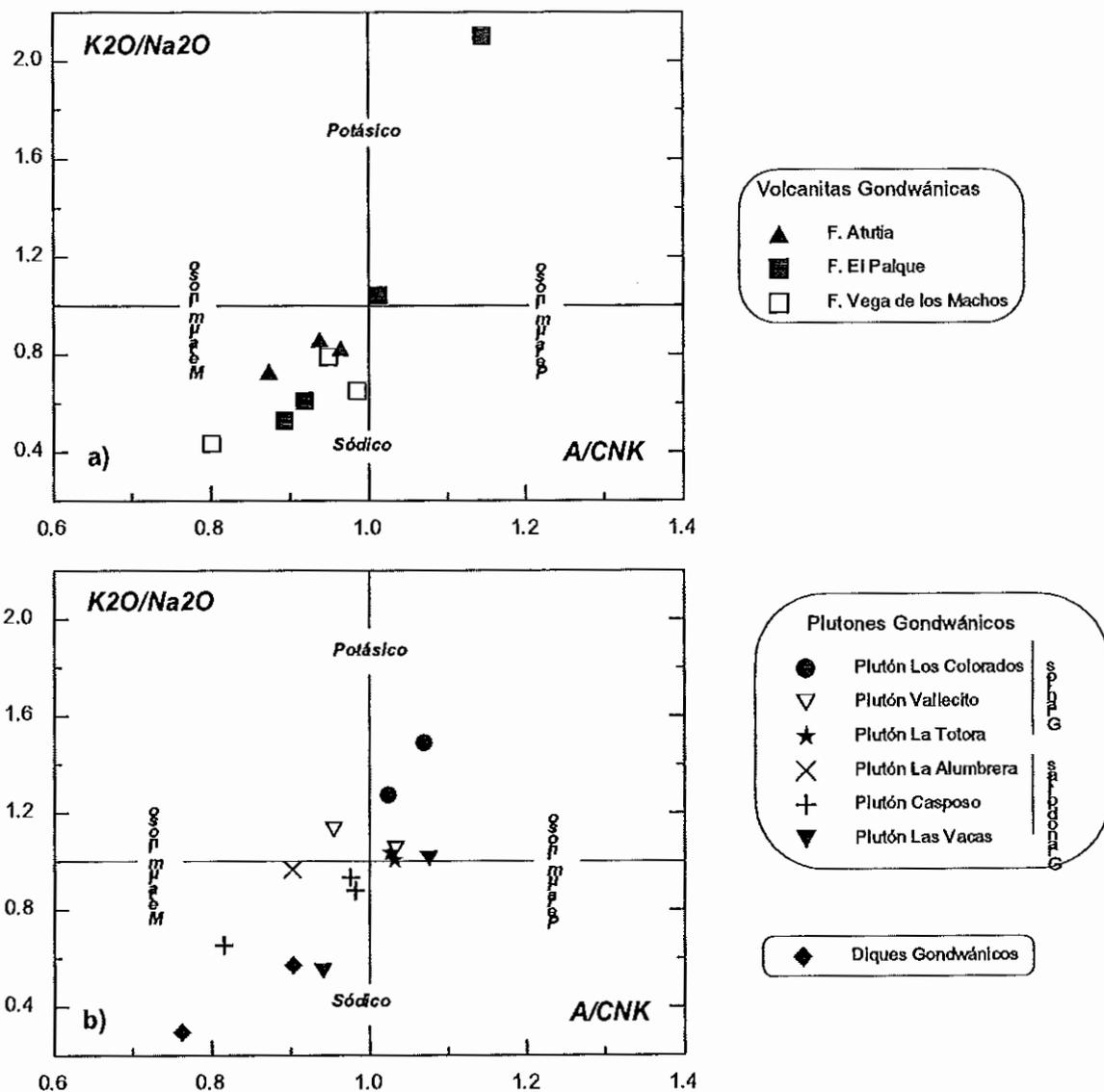


Fig. 6.- Diagramas K₂O/Na₂O (en peso) vs. A/CNK (molar) para a) Volcanitas Gondwánicas y b) Plutones y Diques Gondwánicos.

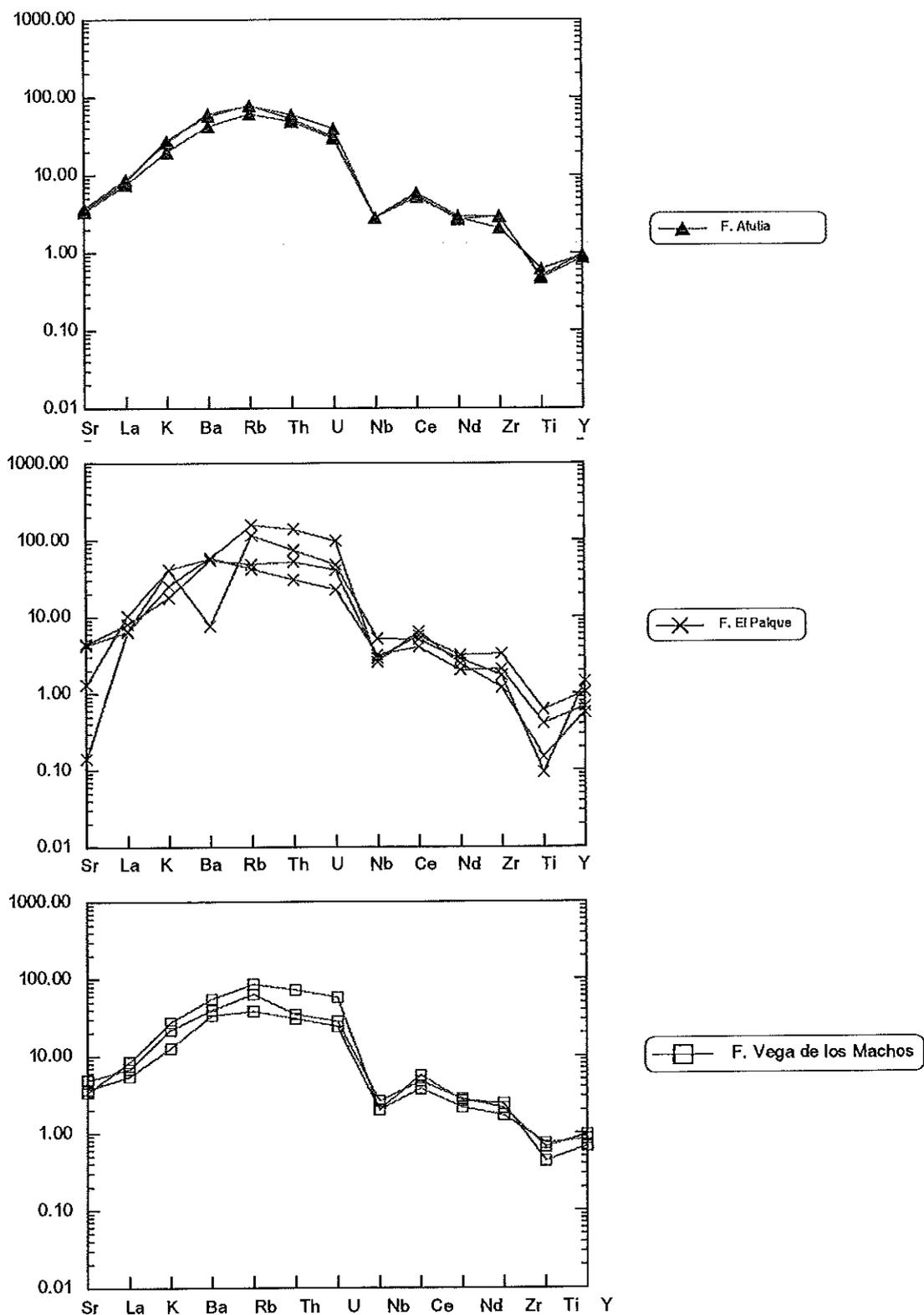


Fig. 7.- Diagramas expandidos normalizados respecto de N-MORB según valores de Hofmann (1988), para las Volcanitas Gondwánicas.

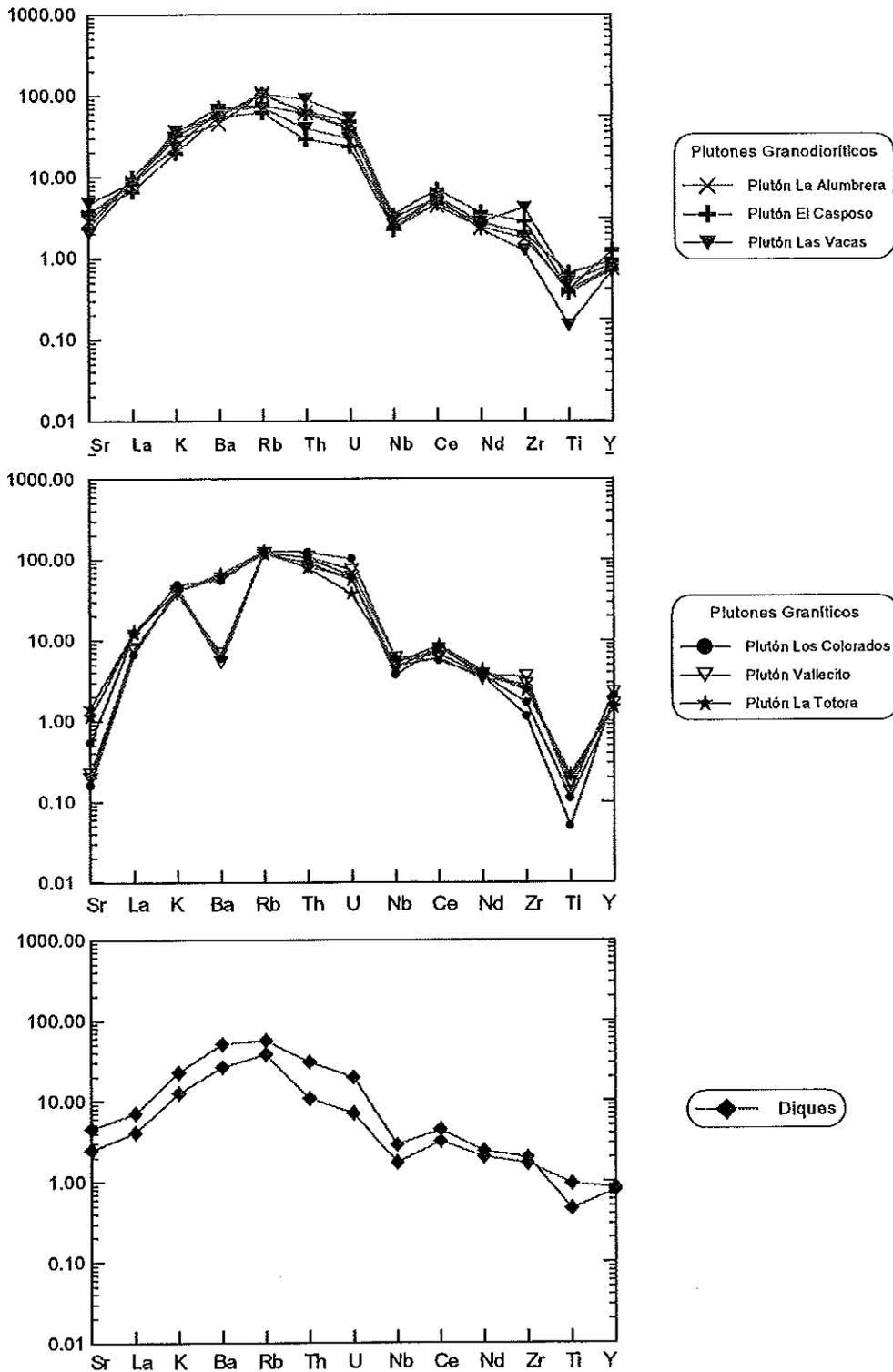


Fig. 8.- Diagramas expandidos normalizados respecto de N-MORB según valores de Hofmann (1988), para Plutones y Diques Gondwánicos.

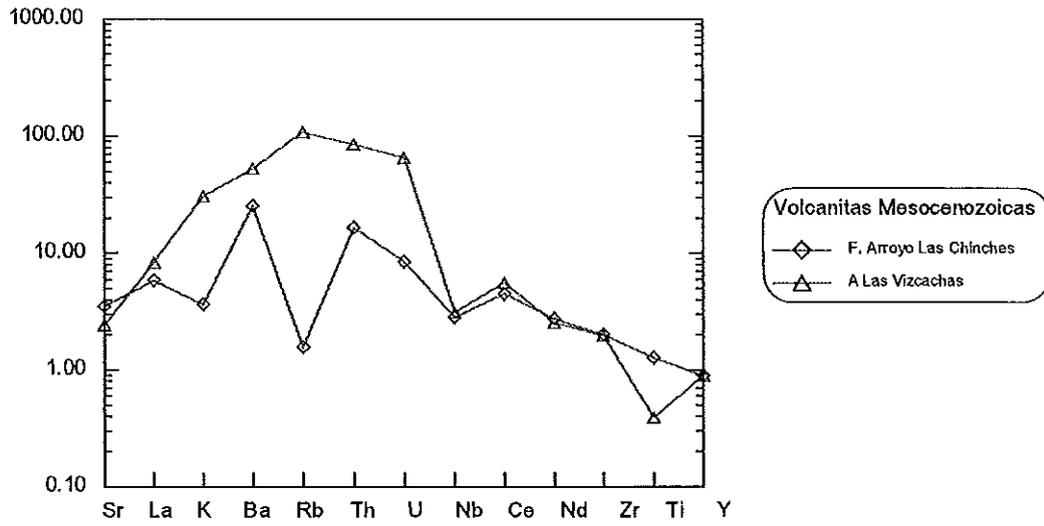


Fig. 9.- Diagramas expandidos normalizados respecto de N-MORB según valores de Hofmann (1988), para las Volcanitas Mesocenoicas.

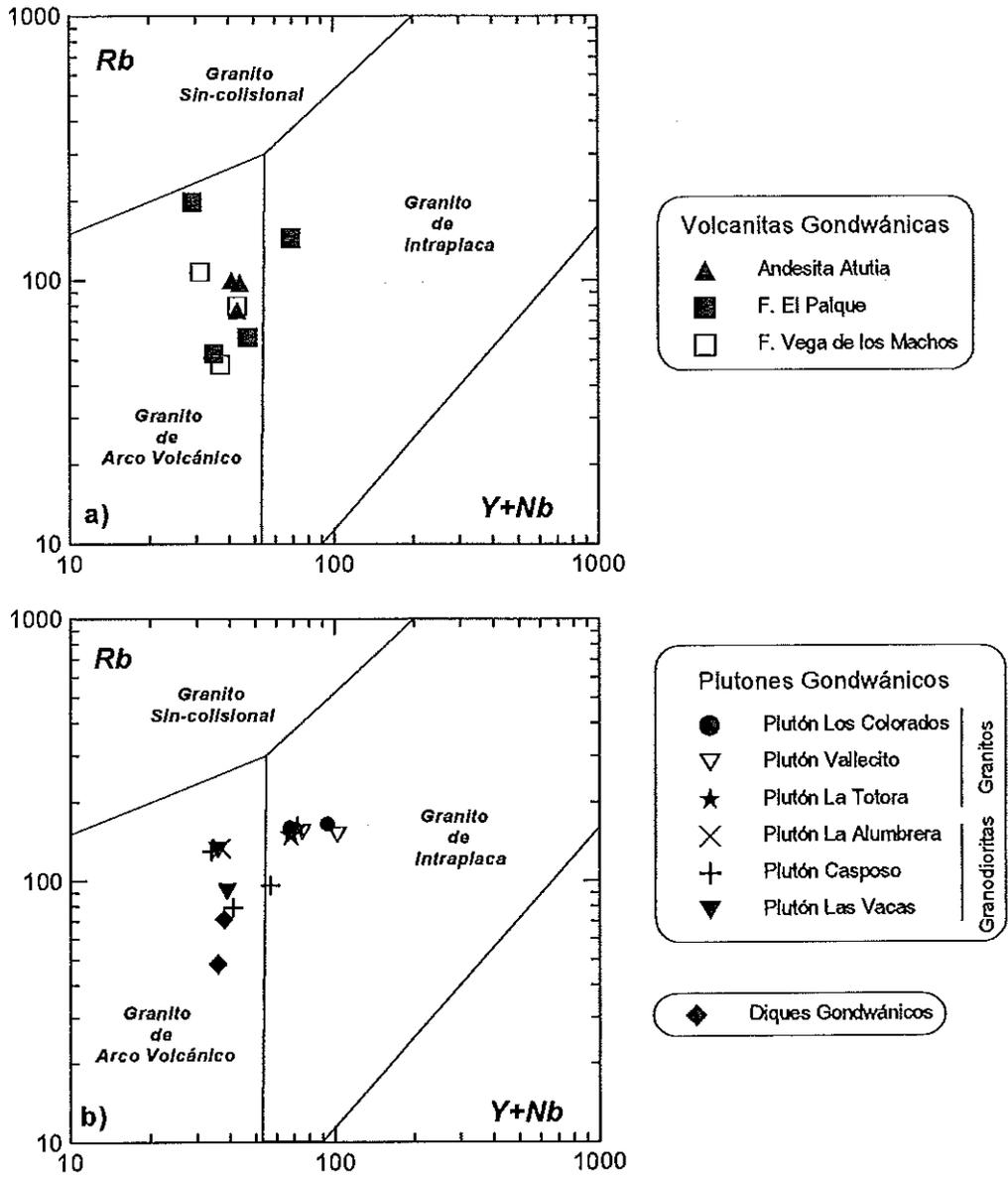


Fig. 10.- Diagrama de discriminación tectónica para granitoides de Pearce et al. (1984), aplicado a a) Volcanitas Gondwánicas, y b) Plutones y Diques Gondwánicos.

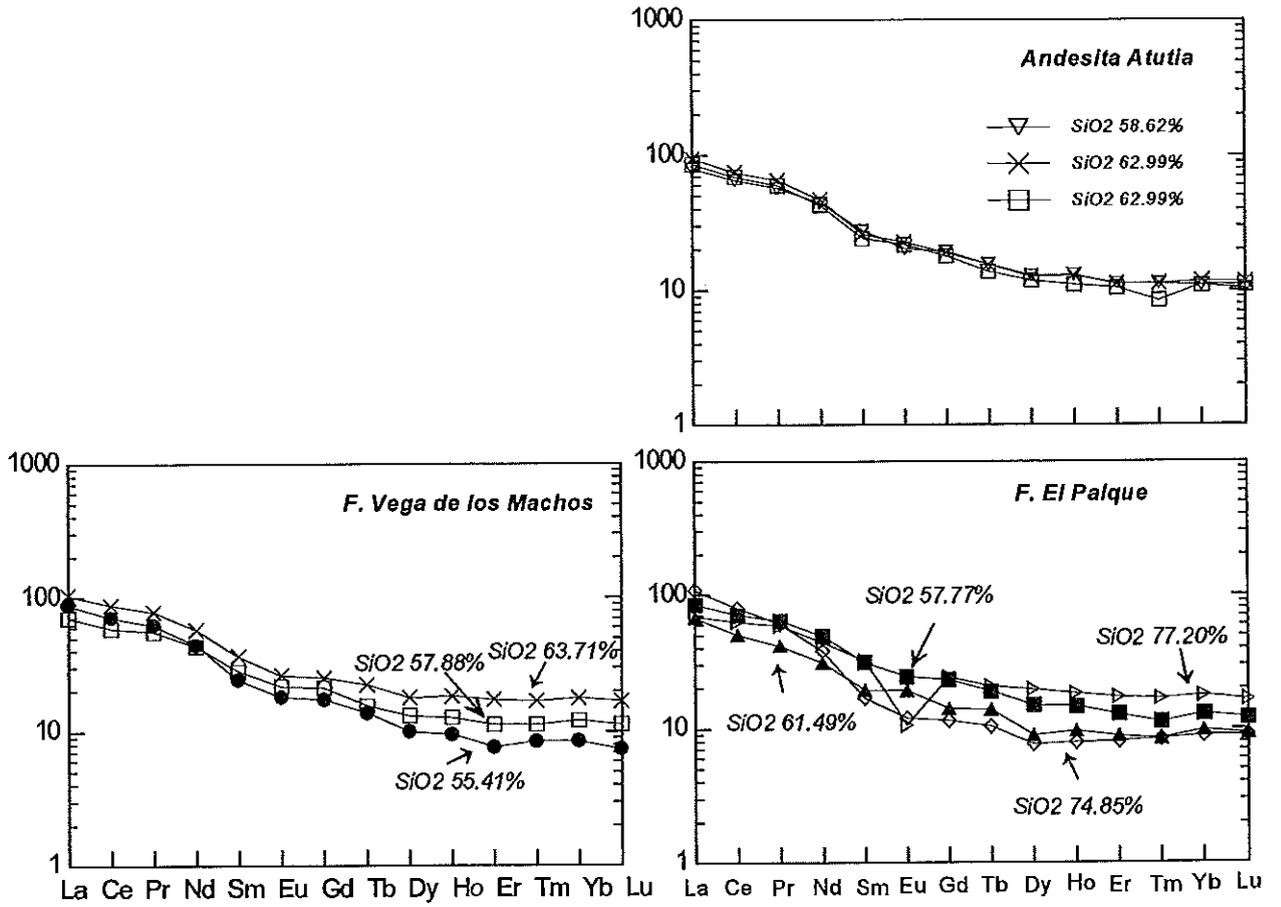


Fig. 11.- Diseños de los elementos de las tierras raras, normalizados según condrito (Taylor y McLennan, 1985), para las Volcanitas Gondwánicas. Los valores de SiO₂ se hallan en base anhidra.

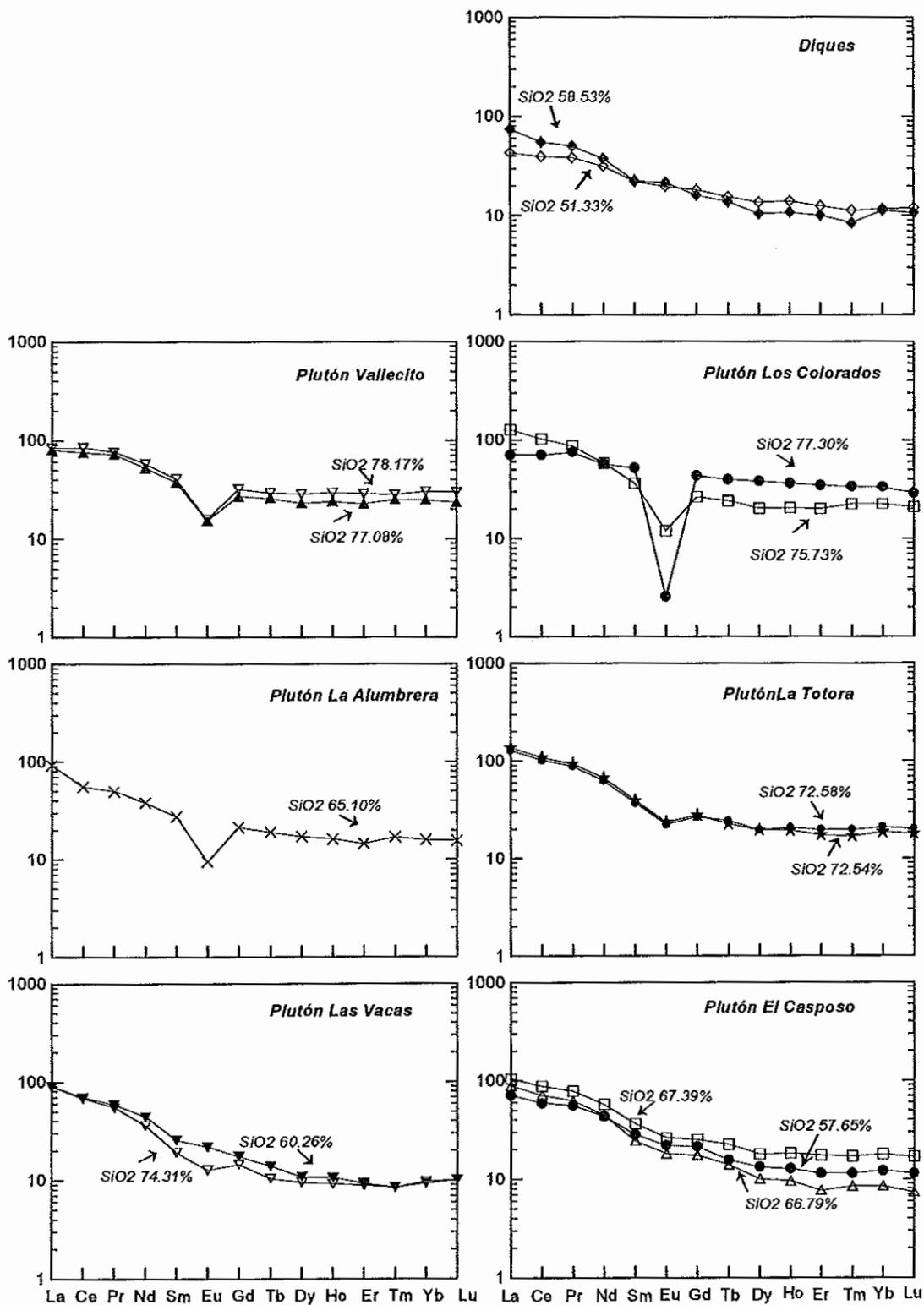


Fig. 12.- Diseños de elementos de tierras raras para los Plutones y Diques Gondwánicos. Granodioritas: Las Vacas, El Casposo y La Alumbrera. Granitos: La Tatora, Vallecito y Los Colorados. Normalizados según condrito de Taylor y McLennan, 1985. SiO₂ en base anhidra.

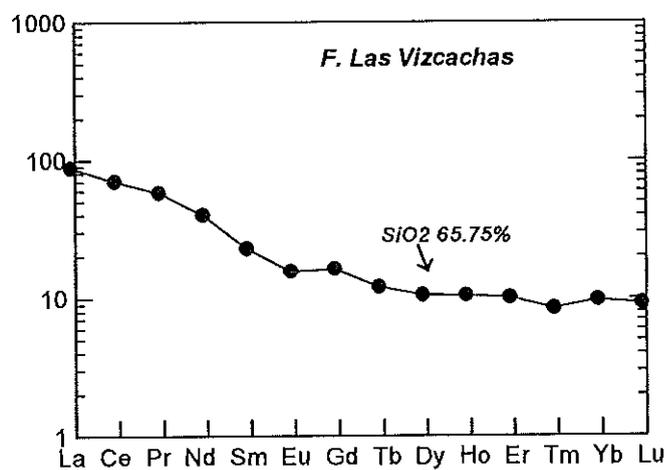
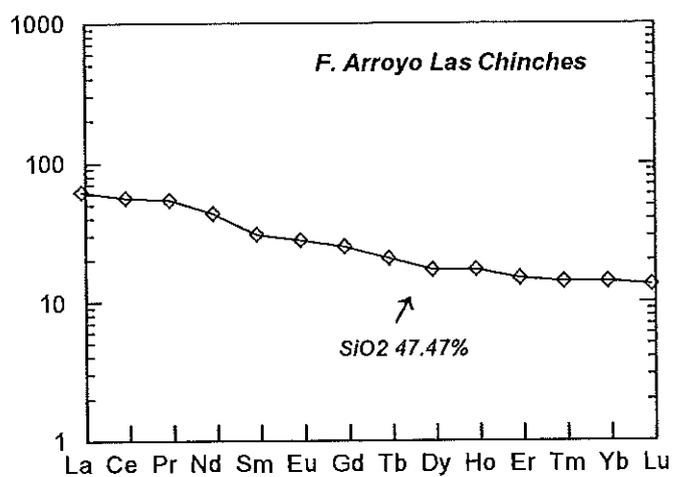


Fig. 13.- Diseños de elementos de las tierras raras para las Volcanitas Mesocenoicas. Normalizados según condrito de Taylor y McLennan, 1985. Valores de SiO₂ en base anhidra.

5 TECTONICA

En la hoja de Castaño Nuevo, la deformación se concentra en determinadas bandas de dirección predominante N-S, en las que las estructuras más importantes son fallas inclinadas fuertemente al Oeste, y que involucran al basamento pre-Choiyoi. Es precisamente en los bloques elevados de estas fallas donde se sitúan los afloramientos de substrato carbonífero-permiano correspondientes a la Formación La Puerta. Estas rocas presentan pliegues con incipiente esquistosidad y corrimientos, que no afectan a las volcanitas suprayacentes del Grupo Choiyoi, las cuales se sitúan sobre aquellas en discordancia angular. Esto supone la existencia de dos períodos compresionales separados en el tiempo y que han sido reconocidos repetidamente en los Andes Centrales: las Orogenias Gondwánica y Andica (Ramos, 1988). Entre ambos períodos compresivos ha existido un episodio extensional que ha controlado el espesor de las volcanitas permotriásicas mediante fallas normales, que también han sido reconocidas en la vecina hoja de Castaño Viejo (Heredia et al., en prensa).

Los materiales terciarios de la cuenca de Rodeo-Uspallata se encuentran poco deformados, constituyendo una cuenca de antepaís transportada pasivamente, "piggy back basin", sobre los corrimientos que estructuran la Precordillera (Beer et al. 1990).

A continuación, se describirán las diversas estructuras que afloran en esta hoja siguiendo un criterio cronológico, refiriendo primero las estructuras ligadas a la Orogenia Gondwánica, para continuar después con los procesos extensionales permo-triásicos y finalizar con la descripción de las estructuras relacionadas con la Orogenia Andica.

5.1 Estructuras Gondwánicas

La Orogenia Gondwánica, en los Andes argentino-chilenos, estuvo estrechamente ligada a la subducción en el margen Paleopacífico del Gondwana durante el Carbonífero superior (Ramos, 1988). Este proceso de subducción llegó incluso a provocar la acreción de terrenos exóticos menores reconocidos en el sur de Chile (Mpodosis y Forsythe, 1983). En los Andes Centrales argentino-chilenos no se han reconocido con certeza la acreción de este tipo de microplacas para el Carbonífero superior-Permiano inferior, por lo que serían los posibles cambios en el régimen de convergencia los que habrían originado las estructuras compresivas de la denominada Fase Sanrafaélica (Ramos, 1988). Esta fase sería responsable de la fuerte discordancia angular existente entre las volcanitas permotriásicas del Grupo Choiyoi y las sedimentitas neopaleozoicas (Formación la Puerta).

La escasa continuidad que presentan los materiales de la Formación La Puerta en la hoja de Castaño Nuevo, junto con la ausencia de niveles de referencia, impide obtener una imagen clara de la estructuración general que presenta esta unidad. Lo mismo puede decirse respecto a la estimación del acortamiento, cifrándose esta a cálculos puntuales en los afloramientos del arroyo de las Burras.

Las estructuras gondwánicas observables en las sedimentitas de la Formación La Puerta, situados en el bloque elevado de la Falla del Casposo, son fundamentalmente pliegues asimétricos a distintas escalas, que ocasionalmente pueden tener asociada una esquistosidad incipiente, desarrollada únicamente en los niveles pelíticos. Esta esquistosidad alcanza su mejor desarrollo en el arroyo de las Burras, donde podría clasificarse como un clivaje pizarroso grosero ("rough slaty cleavage") asociado a pliegues de escala hectométrica de vergencia oeste (Fig. 1). Estos pliegues presentan rumbos NO-SE, con sus planos axiales fuertemente inclinados al NE al igual que los planos de esquistosidad (Fig. 2). El hecho de que los ejes de los pliegues sean aproximadamente

paralelos a las lineaciones de intersección (esquistosidad de plano axial) indicaría que los materiales de la Formación La Puerta no estaban deformados antes del plegamiento. De ahí su atribución clara a la Orogenia Gondwánica.

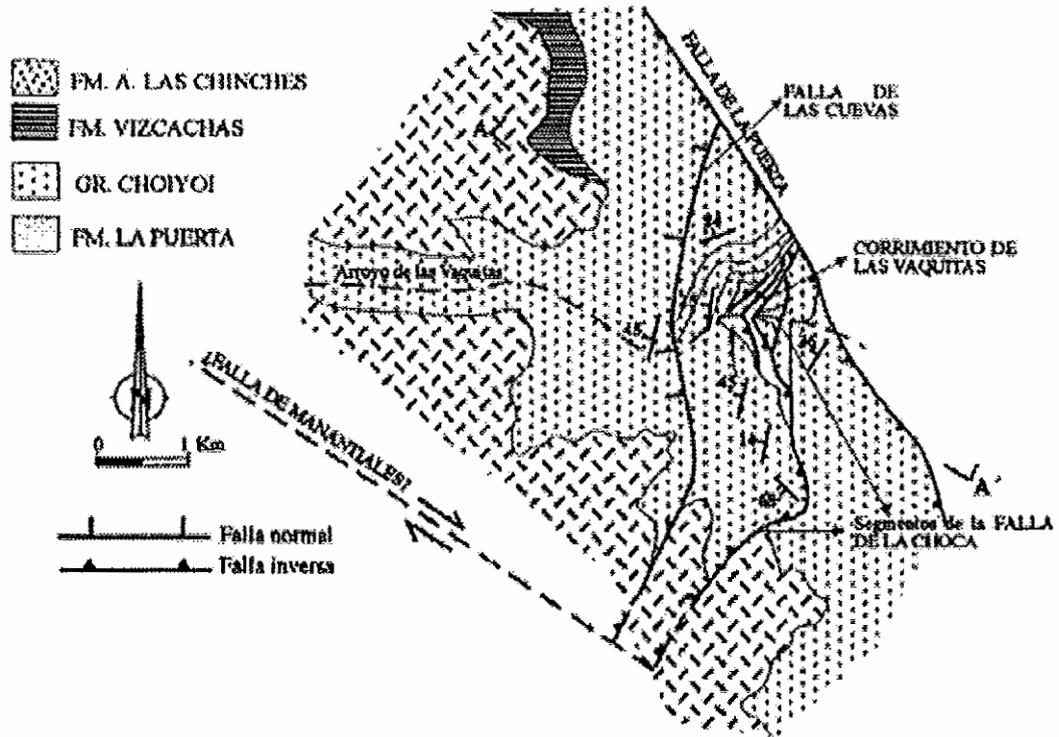


Figura 1.- Reconstrucción estructural de los pliegues gondwánicos que afectan a la Formación La Puerta aflorantes en el arroyo de las Burras.

En el arroyo que le da nombre, la Formación La Puerta aflora de manera discontinua impidiendo la observación de estructuras del tipo de las del arroyo de las Burras, manteniéndose siempre los buzamientos subverticales. En los afloramientos próximos al cerro Casposo tampoco se observan pliegues importantes las sedimentitas neopaleozoicas, aunque si se hallan fuertemente inclinadas hacia el oeste respecto del discordante Grupo Choiyoi, basculada ligeramente al Norte.

Los afloramientos carbonífero-pérmicos de los arroyos de las Vacas y La Choca, presentan características algo peculiares respecto de los descritos anteriormente. Están relacionados con el movimiento inverso de la Falla de La Choca, que ha elevado su bloque occidental hasta exhumar el zócalo pre-Choiyoi. En el arroyo de las Vacas, las lutitas y cuarcitas de la Formación La Puerta están afectadas por algunos corrimientos y pequeños "duplex", que aprovechan los niveles incompetentes de pelitas negras como superficies de despegue. En la base de estos corrimientos, las lutitas de la Formación La Puerta aparecen afectadas por pliegues menores relacionados con la cizalla asociada a los corrimientos (Fig.3). Solamente uno de estos corrimientos afecta al Grupo Choiyoi, mientras que el resto está fosilizado por la discordancia basal de este.

Los afloramientos del arroyo de La Choca son todavía más limitados que los del arroyo de las Vacas, al estar la base del Grupo Choiyoi muy próxima a la Falla de La Choca. En esta localidad afloran cuarcitas subverticales, que en las proximidades de la falla aparecen intensamente plegadas. Estos pliegues se consideran gondwánicos, aunque no se descarta que puedan estar relacionados con el movimiento Andino de la Falla de La Choca, ya que son paralelos a esta y coinciden en rumbo con otros pliegues observados cerca de la falla dentro del Grupo Choiyoi (Fig. 4). Sin embargo, en uno de los sinclinales que afecta a las cuarcitas de la Formación La Puerta, se observan algunas estructuras menores que parecerían ser gondwánicas (Fig. 5). Se trata, en concreto, de dos pequeñas rampas de bloque inferior y un "duplex", que a diferencia de los corrimientos de las Vaquitas muestran un emplazamiento hacia el oeste, una vez que se deshace el plegamiento (Fig. 6).

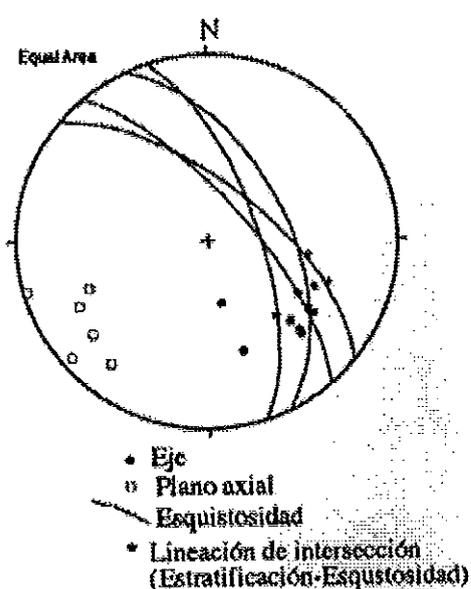


FIGURA 2

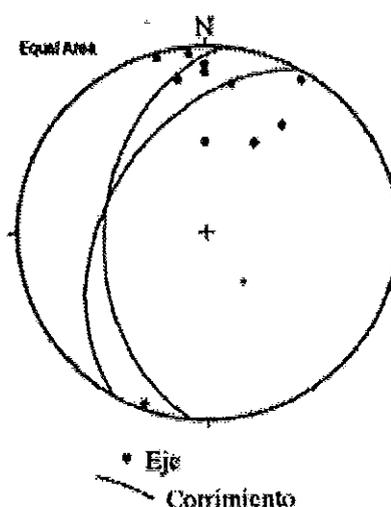


FIGURA 3

Figura 2.- Elementos geométricos de los pliegues que afectan a la Formación La Puerta en el arroyo de las Burras.

Figura 3.- Pliegues de cizalla relacionados con los corrimientos Gondwánicos observables en la Formación La Puerta aflorantes en el arroyo de las Vacas.

La escasez de afloramientos de la Formación La Puerta impide caracterizar con exactitud la deformación gondwánica, aunque la práctica ausencia de metamorfismo y la presencia de niveles de sobrecorrimiento parecen atestiguar la existencia de una deformación de tipo epidérmico. En la Hoja de Castaño Viejo (Heredia et al., en prensa), donde los afloramientos de basamento gondwánico ocupan una mayor extensión, se observa de forma generalizada una tectónica de tipo "Thin skinned", con un sentido de emplazamiento hacia el este. Esta dirección de emplazamiento es concordante con la que muestran los corrimientos gondwánicos del arroyo de las Vacas (Fig. 3), mientras que las líneas de corte cabalgadas del arroyo de La Choca, indican emplazamiento hacia el oeste (Figs. 4 y 6). Si se demostrase regionalmente un emplazamiento de los corrimientos mayores hacia el este, se tratarían en este caso de estructuras menores retrovergentes que también han sido observadas en la vecina

hoja de Castaño Viejo (Heredia et al. op. cit.). Algo semejante podría ocurrir con los pliegues del arroyo de las Burras que presentan direcciones de emplazamiento hacia el OSO (Fig. 2), aunque en este caso se trataría de estructuras a mayor escala.

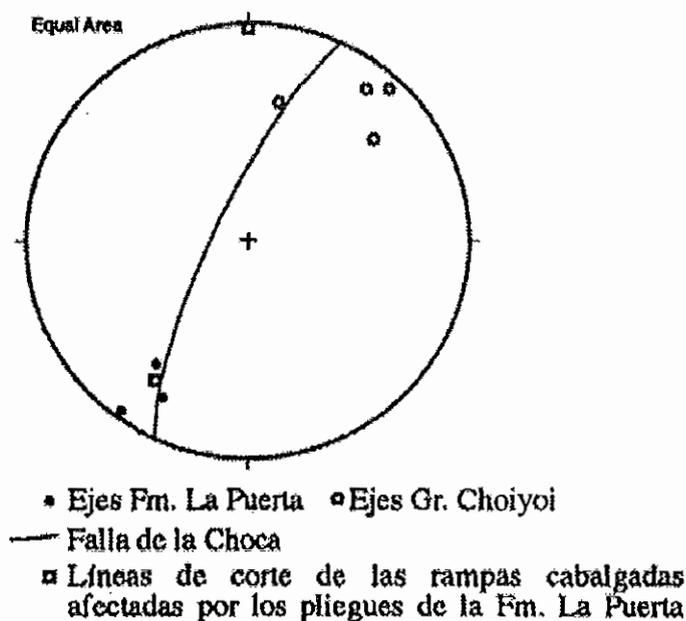


Figura 4.- Elementos geométricos de los pliegues desarrollados en la Formación La Puerta y el Grupo Choiyoi aflorantes en el bloque elevado de la Falla de La Choca.

Respecto al acortamiento sólo se han podido hacer cálculos puntuales mediante la reconstrucción de los pliegues de las Burras, obteniéndose valores que sobrepasan el 60 %. Sin embargo, este valor es meramente orientativo ya que no se ha tenido en cuenta la deformación interna ni las estructuras menores. En los afloramientos de los arroyos La Choca y de las Vacas los cálculos son imposibles debido a la ausencia de niveles de referencia y a la escasa exposición de los materiales gondwánicos.

5.2 Estructuras extensionales

Con posterioridad a la principal deformación de la Fase Sanrafaélica (Pérmico inferior bajo), y como posible respuesta al engrosamiento cortical que esta produce, da comienzo un importante período distensivo (Uliana Y Biddle, 1987). Luego, con la implantación de una nueva subducción activa en el margen Pacífico hacia el Triásico superior - Jurásico inferior, el régimen extensional se mantiene hasta el Cretácico superior, dando lugar al desarrollo cuencas extensionales de retro-arco e intra-arco (Mpodozis y Ramos, 1989; Ramos y Kay, 1991, Ramos 1992). El depocentro de los materiales mesozoicos se desplaza hacia el oeste (Cordillera Principal), condicionado por la migración en el mismo sentido del proceso extensional, lo cual determina la práctica ausencia en esta hoja de depósitos mesozoicos por encima del Triásico. En la vecina hoja de Castaño Viejo (Heredia et al., en prensa), los procesos distensivos permotriásicos se

manifiestan por la presencia de un complejo extensional, originado como consecuencia de una distensión cortical en dirección E-O, en donde las direcciones de fracturación predominantes son las N-S, mientras que las NO-SE representan zonas de enlace o transferencia.

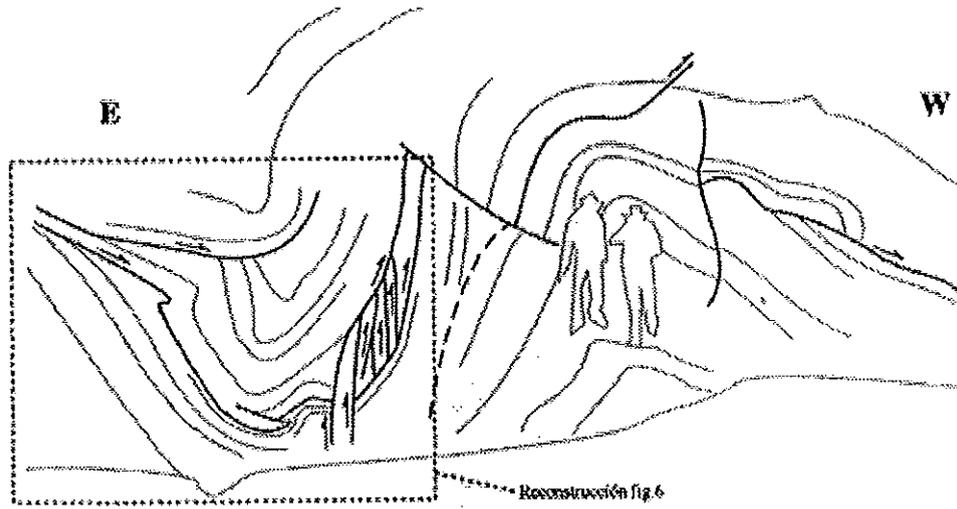


Figura 5.- Par anticlinal-sinclinal desarrollado en las cuarcitas de la Fm. La Puerta adosadas a la Falla de la Choca. En el área remarcada pueden observarse dos rampas cabalgadas y un "duplex" de carácter menor afectados por el sinclinal.

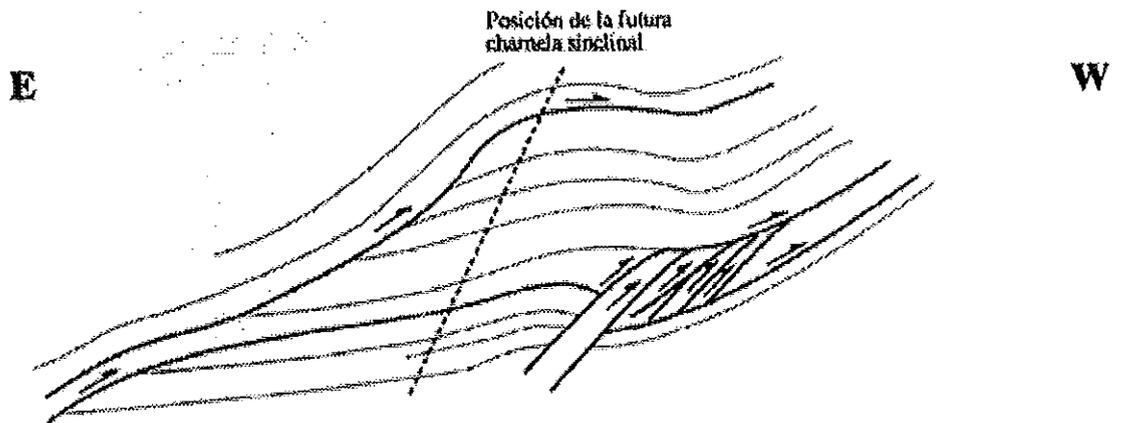


Figura 6.- Reconstrucción anterior al pliegamiento de las estructuras cabalgantes observables en el sinclinal señalado en la figura 5.

La extensión permotriásica se manifiesta en la Hoja de Castaño Nuevo a través de dos fallas mayores: las Fallas del Casposo y de las Cuevas. Ambas fallas son de alto ángulo, tienen una dirección predominante N-S y hunden su labio occidental. La Falla del Casposo, en las proximidades del cerro que le da nombre, pone en contacto el basamento gondwánico (Formación La Puerta) con el Grupo Choiyoi. Es difícil estimar el rechazo normal de la Falla del Casposo, puesto que la profundidad a la que se encuentra la base del Grupo Choiyoi en su labio hundido es desconocida. Sin embargo, si se tiene en cuenta que en el corte del arroyo Manrique, desde la Falla de La Choca hacia el este, el Grupo Choiyoi mantiene una disposición groseramente homoclinal hasta la Falla del Casposo, el salto puede estimarse en más de 4.000 m (Corte I-I').

En el curso inferior del arroyo de las Burras, la Falla del Casposo pone en contacto las brechas andesíticas de la parte baja del Grupo Choiyoi (Formación Vega de Los Machos), en el bloque elevado, con las tobas ácidas de la parte alta del grupo (Formación El Palque). Inmediatamente al Este, se ha supuesto la existencia de una falla cubierta entre las formaciones Vega de Los Machos y La Puerta. Esta falla se ha interpretado como un "splay" subsidiario de la Falla del Casposo. Esta interpretación presenta menos problemas que suponer la existencia de un retrocabalgamiento andino, que habría de desplazar a la Falla del Casposo en lugar de imbricarse con ella.

La otra gran falla normal presente en el mapa, la Falla de las Cuevas, pone en contacto las andesitas de la Formación Vega de los Machos, con las intercalaciones de volcanitas y sedimentitas de la Formación Castaño. En este caso, la estimación del rechazo normal es especulativa, puesto que se desconoce el espesor de Grupo Choiyoi existente en el bloque hundido de la falla.

El basculamiento hacia el este que presenta el Grupo Choiyoi en el bloque hundido de la Falla del Casposo, es probable que se deba a una geometría de "semigraben", propia de la mayoría de cuencas extensionales. Dicha geometría implicaría la migración del proceso extensional hacia el oeste, mediante sucesivas fallas normales, como las Fallas del Casposo y las Cuevas. La primitiva geometría extensional está trastocada, sin embargo, por la Falla inversa de La Choca y los corrimientos situados al oeste de ella.

Es posible que la Falla de La Choca haya sido también una falla extensional permotriásica, rejugada posteriormente durante la compresión ándica. Esto se puede deducir si se tiene en cuenta el brusco cambio litológico que presenta la Formación Castaño a ambos lados de la falla, con el desarrollo de intercalaciones de calizas lacustres en su labio occidental frente al predominio de las sedimentitas epiclásticas del labio oriental. Por otro lado en el arroyo de las Vacas dentro de los materiales de la Formación La Puerta, adosados a la Falla de la Choca, se observan fallas menores y pliegues de arrastre coherentes con un fallamiento extensional previo.

El cálculo de la extensión a lo largo de una sección E-O (Corte I-I') es muy estimativo, ya que se desconocen los espesores exactos del Grupo Choiyoi en los labios hundidos de las fallas, así como la magnitud de la inversión tectónica de la Falla de La Choca. No obstante, la extensión debió de ser importante puesto que la compresión andina, generadora de grandes relieves en la Cordillera Frontal, no ha compensado el juego extensional de las principales fallas, salvo en el caso de la Falla de La Choca.

5.3 Orogenia Andica

El inicio de la compresión andica en estas latitudes pudo iniciarse en el Cretácico superior, como consecuencia del paso de un régimen convergente extensional a uno altamente compresivo en el margen pacífico sudamericano (Ramos, 1993). La estructuración compresiva comienza primero en el sector andino chileno y se propaga durante el Cenozoico hacia el este, con la correspondiente canibalización de los surcos sinorogénicos previos, cuyos remanentes aparecen tanto sobre sectores cordilleranos como precordilleranos (Ramos y Cortés 1986, 1993). En este sentido la cuenca de Rodeo-Uspallata sería uno de los retazos más extensos y mejor conservados de la cuenca de antepaís.

Las principales estructuras andinas en la hoja Castaño Nuevo son las fallas inversas de alto ángulo junto con pliegues asociados de carácter menor. La coaxialidad entre la deformación extensional mesozoica y la compresión andina, ha favorecido la reactivación de gran parte de las fallas normales de la Cordillera Frontal (Rodríguez Fernández et al., 1996). Esta inversión tectónica, en la mayor parte de los casos, no ha llegado a compensar los primitivos juegos normales, por lo que sólo se observa el desplazamiento inverso en los materiales post-extensionales (Formación Arroyo Las Chinchas). Esto ocurre en el caso de la Falla de las Cuevas, que mantiene su juego normal en los materiales del Grupo Choiyoi, y afecta a la Formación Arroyo Las Chinchas como una falla inversa.

En la Falla del Casoso, el nivel de erosión actual está muy por debajo de la Formación Arroyo Las Chinchas, por lo cual no se puede saber si la falla se ha reactivado durante el andino. No obstante, el sinclinal que afecta a la Formación Vega de los Machos en el arroyo de las Burras, podría estar relacionado con el rejuego inverso de la Falla del Casoso y/o de la falla subsidiaria situada inmediatamente al este de ella (fig. 1).

La inversión tectónica de la Falla de las Cuevas no sólo se constata a través del movimiento inverso en los materiales de la Formación Arroyo Las Chinchas (Fig. 7), sino que además existen otros aspectos geométricos que parecen atestiguarla. Por ejemplo, en el arroyo de las Cuevas, las volcanitas y sedimentitas de la Formación Castaño están plegadas formando un anticlinal. Al este del pliegue, existen un par de escamas cabalgantes afectando a las calizas del Miembro Manrique, que probablemente se imbriquen en profundidad con la Falla de las Cuevas (Corte I-I'). Estas escamas tectónicas situadas por delante de la falla extensional podrían interpretarse como "shortcuts" (Gibbs, 1983) y así representar una cuña de rocas del "footwall" trasladadas sobre un cabalgamiento que se imbrica en profundidad en la parte menos inclinada de la falla extensional (Corte I-I').

Al sur de la Falla de la Puerta se reconoce una estructuración similar a la arriba descrita. Uno de los cabalgamientos gondwánicos que afectan a la Formación La Puerta, aflorante en el arroyo de las Vacas, se ha reactivado en el Terciario involucrando al Grupo Choiyoi, mientras que los otros cabalgamientos están fosilizados por la base de este (Fig. 7). El cabalgamiento gondwánico rejogado en el andino se ha denominado Corrimiento de las Vaquitas y probablemente sea equivalente a alguno de los "shortcuts" de la zona del Manrique (Fig. 8).

El Corrimiento de las Vaquitas inclina unos 45° al oeste y presenta la particularidad de desplazar a la Falla de La Choca, cuyo movimiento inverso debió producirse con anterioridad (Figs. 9 y 10). Este movimiento inverso habría provocado los pliegues de arrastre que se observan a ambos lados de la falla, no sólo en el Grupo Choiyoi, sino también los pliegues menores que presenta el basamento gondwánico adosado a la falla (Corte I-I' y Fig. 5).

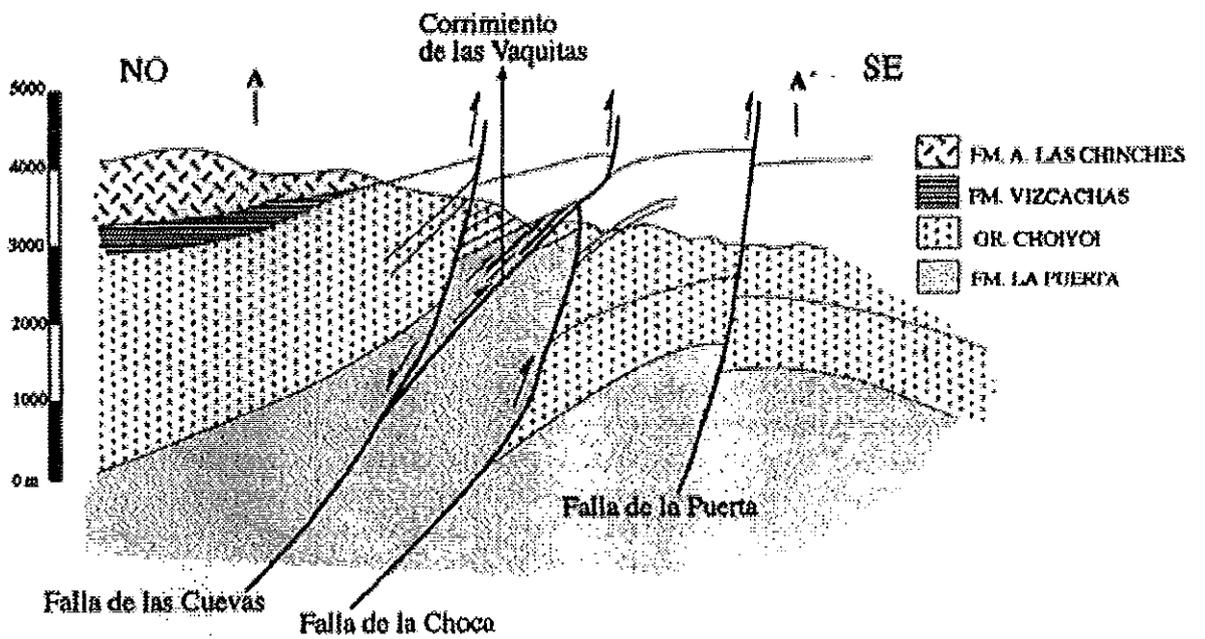
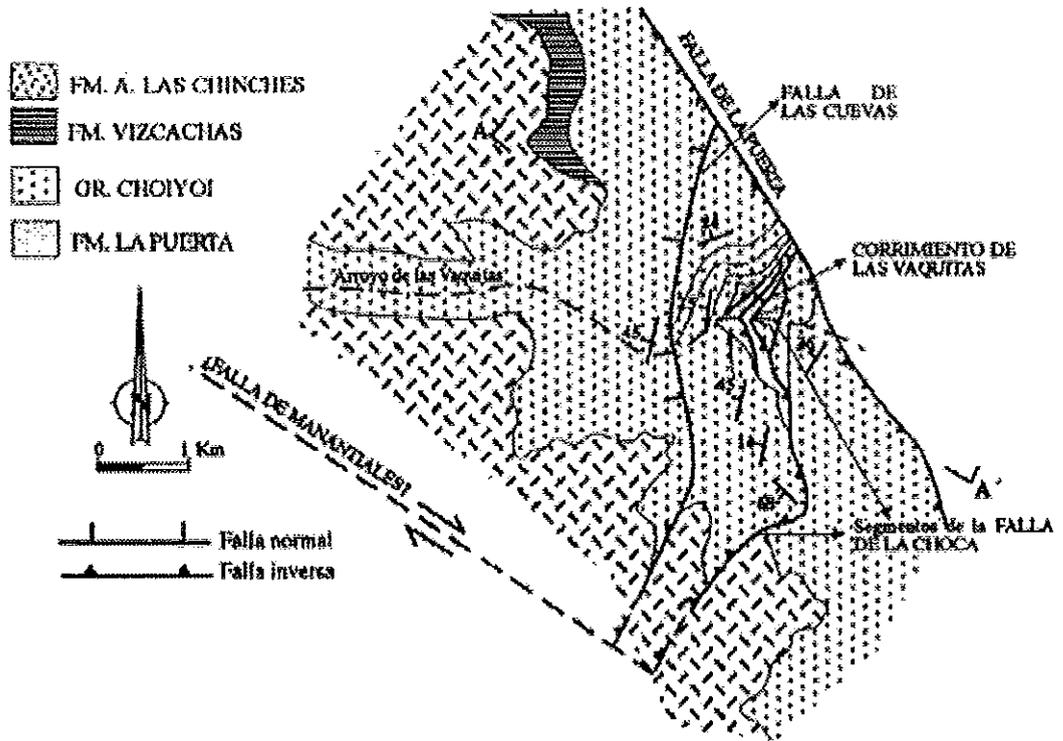


Figura 7- Esquema cartográfico de la zona de cabecera del arroyo de las Vacas.

Figura 8.- Corte geológico A-A'. Situación en Fig. 7.

El movimiento inverso originado por las fallas de las Cuevas y La Choca no parece continuarse hacia el Sur, de tal manera que en el arroyo de las Burras no son observables las mencionadas estructuras. Una explicación posible sería la existencia de una estructura lateral de zócalo inferida a lo largo del río Los Manantiales, a la cual se transferiría el movimiento inverso en forma de falla de desgarre dextral (Fig. 7).

Otra estructura oblicua es la Falla de la Puerta, que como ya se ha indicado desplaza o interrumpe a las estructuras desarrolladas en la zona del Manrique. La Falla de la Puerta tiene un rumbo NO-SE, está fuertemente inclinada al SO y se ha considerado inversa. Este movimiento se ha deducido debido al desfase de cota existente entre los materiales de la Formación Arroyo Las Chinchas situados ambos lados del arroyo de la Puerta. Por otro lado, inmediatamente al norte del Plutón Vallecito existe un afloramiento de ignimbritas ácidas de la Formación El Palque adosadas a la falla, que presentan una foliación espaciada subvertical. Dicha foliación es transversal a la orientación de los "fiammes" y desaparece al alejarse de la Falla de la Puerta. La foliación esta plegada por "kink bands" cuyos ejes y bandas de kink parecen estar relacionados directamente con ella (Fig. 9).

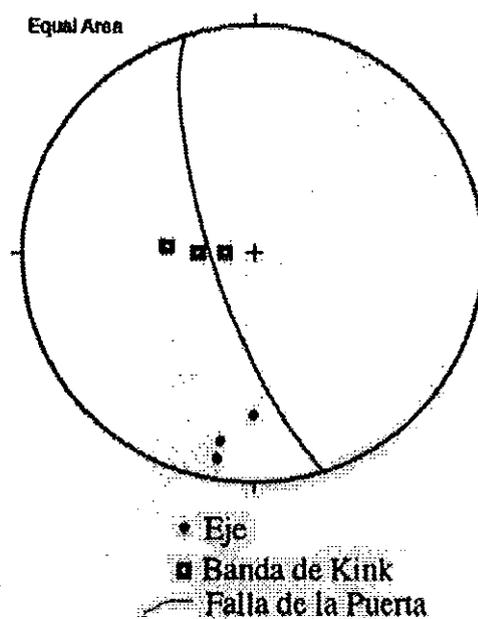


Figura 9.- Relaciones geométricas entre la Falla de la Puerta y los "kink bands" desarrollados en las ignimbritas de la Formación El Palque situadas en las proximidades de dicha falla.

En la cabecera del arroyo de las Cuevas, entre la Falla de la Puerta y la de las Cuevas, existe una falla inversa que superpone la Formación Vega de los Machos sobre un pequeño retazo de la Andesita Las Vizcachas, que puede corresponder a una estructura lateral vinculada a las mismas.

Por lo descrito hasta ahora, las principales estructuras ándicas de la hoja de Castaño Nuevo, son fallas de alto ángulo que involucran al zócalo gondwánico, la mayor parte de las cuales son antiguas fallas extensionales. Sin embargo, en el extremo SW de la hoja existe un pliegue de gran escala que afecta conjuntamente a la Formación El Palque y a la Formación Arroyo Las

Chinches. Este pliegue consiste en una flexión monoclinal que se amortigua rápidamente hacia el norte y que podría ser un pliegue de revestimiento asociado a un accidente de zócalo.

Tanto el rejuego de las fallas N-S, como la dirección y vergencia de los pliegues que afectan al Grupo Choiyoi, junto con algunas líneas de corte en el bloque superior del corrimiento que repite las calizas del miembro Manrique, parecen indicar un sentido de emplazamiento de las estructuras ándicas hacia el E-ESE.

Por lo que se refiere al acortamiento, parece existir un desfase en los valores que presentan los materiales de la Formación Arroyo Las Chinches y los del Grupo Choiyoi, aún suponiendo espesores mínimos de este último en los labios hundidos de las fallas. La base del Grupo Choiyoi se habría acortado 4 Km (15 %), mientras que la Formación Arroyo Las Chinches simplemente habría experimentado pequeños saltos en la vertical (Corte I-I'). La diferencia en el acortamiento podría indicar que la mayor parte de las estructuras de la cabecera del Manrique, se desarrollaron antes de depositarse la Formación Arroyo Las Chinches. Esta última se vincula con el Grupo Melchor de la hoja Castaño Viejo, que ha sido interpretado como un depósito sinorogénico asociado a las estructuras ándicas desarrolladas más al oeste (Rodríguez Fernández et al., 1996), mientras que en la hoja de Castaño Nuevo las rocas terciarias están afectadas por pequeños rejuegos de las estructuras de inversión de la zona del arroyo Manrique.

La existencia de acortamiento en la Cordillera Frontal antes del depósito de la Formación Arroyo de Las Chinches, implicaría la ocurrencia de fallamientos fuera de secuencia con respecto a la tendencia general del avance hacia el este de la deformación. Estas excepciones se podrían vincular a la existencia de una anisotropía extensional previa en este sector andino. Es posible que en primer lugar se inviertan las fallas extensionales que involucran al zócalo, emplazándose posteriormente las escamas cabalgantes en una nueva secuencia hacia el antepaís (forward).

Los valores del acortamiento también estarían directamente relacionados con el estilo estructural. Mientras que en las zonas de tectónica "thin skinned" como la Precordillera y la Cordillera Principal del norte de Mendoza, el acortamiento supera el 50% (Ramos, 1988; Allmendinger et al., 1990; Gosen, 1992, Ramos et al., 1996), en este sector de la Cordillera Frontal, donde domina el estilo "thick skinned", apenas llega al 15 %. La mayor parte del desplazamiento hacia el este experimentado por la Cordillera Frontal, se habría realizado pasivamente a través de los corrimientos desarrollados por delante en el área de Precordillera. En este contexto, la depresión de Rodeo-Uspallata sería una cuenca transportada o "piggy back basin" (Beer et al., 1990) y la Cordillera Frontal un "uplift", en el que se ha conservado parte de la extensión permo-mesozoica y la estructuración gondwánica anterior (Rodríguez Fernández et al., 1996).

6 GEOMORFOLOGIA

6.1 Fisiografía

La hoja de Castaño Nuevo se sitúa en una zona de alta montaña incluyendo Cordones pertenecientes a la cadena Andina con alturas superiores a los 5.000 metros. La cota máxima se alcanza en el Cordón de la Totorá cuya cima más prominente alcanza los 5110 m. Las zonas más bajas se sitúan al este de la hoja formando un amplio piedemonte, que es la zona denominada Pampa de la Puerta con alturas en torno a los 1.700 m.

El río Castaño es el principal eje de drenaje que aparece en la hoja si bien lo hace de forma muy parcial en la esquina NE de la misma. La mayor parte de ríos y arroyos que drenan las vertientes orientales de los Cordones de la Totorá y de Manrique son subsidiarios del río Castaño (arroyos Manrique y de Las Burras). Por otro lado, la red fluvial del extremo sur (arroyo El Palque, ríos de las Trojas y de la Totorá) es tributaria del río Calingasta, que vierte sus aguas al río de los Patos (ya fuera de la hoja). Este último confluye con el río Castaño, dando lugar al río San Juan inmediatamente al este de la hoja de Castaño Nuevo.

Las directrices del drenaje en las zonas de montaña siguen direcciones NO-SE que se inflexionan al llegar al piedemonte adoptando una dirección O-E con vertido de aguas al E.

6.2 Análisis geomorfológico. Descripción y análisis morfográfico de las formas

A continuación se describen las formas identificadas en la hoja de Castaño Nuevo. La descripción se efectúa atendiendo a los rótulos utilizados en la leyenda de la cartografía que identifican formas, o mejor grupos de formas, por su morfogénesis. En el ámbito de la hoja pueden identificarse procesos de modelado pertenecientes a diferentes sistemas morfogenéticos: glacial, periglacial, fluvial y de vertientes. De forma más anecdótica pueden identificarse formas pertenecientes al sistema morfogenético estructural. Estas unidades cartográficas son heterogéneas y variadas en su contexto, debido al carácter sintético y esquemático de la escala 1:250.000.

6.2.1 Formas glaciares

A pesar de la presencia de alturas superiores a los 5000 metros, las formas glaciares puras no son tan generalizadas como podría esperarse. La aridez típica del sotavento andino provoca la ausencia de lenguas glaciares, hallándose la morfogénesis glacial en recesión a favor de la periglacial. Las formas glaciares identificadas son por lo tanto el producto de una morfogénesis glacial, hoy relictica, propia de tiempos pasados con mayor innivación. El régimen climático actual no es capaz de generar estas formas propiamente glaciales.

Glaciares

Los glaciares identificados se sitúan en torno a las cotas más elevadas del Cordón de la Totorá. Se trata de pequeños aparatos relegados a la zona de cumbres. La recesión glacial, que sin duda ha sufrido la zona a lo largo del cuaternario, no ha llegado a borrar por completo las masas de hielo en estas zonas.

Dichos glaciares, que pueden presentar una lengua incipiente con algunos seracs en su zona frontal, se encuentran por encima de la cota 4.500 m, aunque por la morfología y posición que ocupan pueden también describirse como pequeños glaciares en montera.

La existencia de seracs permite afirmar que dichos neveros están formados por hielo glaciario, ya que las grietas por las que se forman los seracs no pueden darse en formaciones de nieve que no hayan sufrido una compactación y recristalización propia de los procesos glaciarios. Sin embargo no se constata que estos neveros sean susceptibles de transportar actualmente una gran cantidad de derrubios, ya que no se han identificado morenas importantes asociadas a los mismos.

Morenas glaciares

Estas geoformas han sido identificadas en los valles occidentales del Cordón de la Totorá y en los valles septentrionales del Cordón Encanto. En concreto aparecen dos acumulaciones morénicas formadas por bloques de gran tamaño perfectamente identificables en la fotografía aérea. Su posición bloquea el valle glaciario, por lo que debe presuponerse que corresponden a morenas terminales de antiguos aparatos glaciares de valle. Una de ellas se sitúa en la confluencia de un valle subsidiario del río de las Trojas, mientras que la otra acumulación morénica aparece al norte del Cordón de la Totorá. Puntualmente pueden identificarse pequeños depósitos en posición residual, colgados con respecto al valle, que podrían corresponder a restos de antiguas morenas, aunque no son representables a ésta escala de trabajo.

Valles glaciares

La sección en "U", típica de los valles glaciarios se identifica en las partes altas del valle de las Trojas, del Diablo, de El Palque, Carrizal de las Burras, Manantiales y Mendoza, aunque dicho perfil está modificado por las acumulaciones de derrubios que se apoyan en las laderas de estos valles.

Cuerdas, circos y aristas

Estas tres morfologías, emparentadas en su génesis, se observan en los cordones de las Trojas y Encanto, así como otras zonas parciales de los cordones de la Totorá, de las Burras y de Manrique.

6.2.2 Formas periglaciares

Las formas periglaciares dominan en la hoja como resultado de las condiciones de frío y aridez existentes en la zona.

Glaciares de roca y morenas de nevero

Los glaciares de roca presentes en la hoja consisten en acumulaciones detríticas que ocupan antiguas posiciones de glaciar de circo o de valle, con forma de lengua, formadas por derrubios que pueden hallarse empastados de nieve o hielo (glaciares de roca) o sin esta matriz (morenas de glaciares rocosos). Presentan una característica morfología lobulada en superficie, indicativa de un desplazamiento plástico debido a fenómenos de soligeliflujión. Las formas lobuladas que pueden identificarse en las morenas de glaciares rocosos identificados en la hoja denotan la existencia de flujo. Estas formas son especialmente importantes por su significación climática, ya que indican condiciones de frío y aridez

Las morenas de nevero (también llamadas de *nevê*) se han incluido en este apartado debido a su relación espacial e incluso genética con los glaciares de roca. Estas formas se asocian al pie de escarpes rocosos con materiales muy susceptibles a la gelifracción; el nevero actúa como “superficie de tránsito”, esto es: los derrubios caen sobre la nieve y lentamente se desplazan hasta acumularse en el límite frontal dando lugar a un “arco” similar a los morénicos glaciares. Estas formas pertenecen al sistema morfogenético periglacial a diferencia de sus homónimas glaciares Pedraza (1996).

En algunas de estas formaciones es posible la identificación de dolinas glaciares. Estas se producen al fundir capas de hielo subyacentes produciéndose el colapso del material.

La mitad occidental de la hoja presenta un total de 57 lenguas lobuladas asimilables a esta morfología. Estas se encuentran en las zonas altas de los valles que parten de los cordones.

Corredores de derrubios y aludes

Los corredores de derrubios son los canales o corredores que descienden de las crestas o cuerdas por los que circulan los derrubios que luego conforman conos al pie de aquellos. Cuando la nivación es suficiente, por ejemplo en la estación fría, estos corredores pueden canalizar aludes.

Estas formas presentan su aspecto más espectacular en las vertientes que dominan el río de las Trojas, pero están generalizadas a las partes altas de los valles en todo el ámbito de la hoja. Genéticamente estos corredores corresponderían a antiguos corredores de hielo o “couloirs” generados en una época glacial pretérita.

Conos de derrubios

Son acumulaciones detríticas cuyo origen está en la fragmentación de las rocas por gelifracción, con posterior movilización gravitacional. Dichas acumulaciones suelen presentar forma de cono o abanico al pie de un corredor de derrubios. El ápice de estos conos en ciertos sectores puede coincidir con una ruptura de pendiente, que probablemente corresponda a la posición que alcanzaron los glaciares en el pasado.

6.2.3 Formas fluviales y aluviales

Malpaís. Acarcavamientos. Bad-lands.

Los materiales cuaternarios de las formaciones Las Minitas y Cambachas, presentan un patrón de drenaje dendrítico, extremadamente denso, generándose morfologías acarcavadas denominadas malpaís o bad-lands.

Abanicos y llanuras aluviales

La zona más oriental de la hoja forma un piedemonte en el que pueden identificarse diversas generaciones de depósitos, que responden a abanicos aluviales, coalescentes entre sí. Estos han sido posteriormente incididos por redes de drenaje, que los han desmantelado parcialmente, originando otros conos o abanicos más modernos a cota inferior. El contexto se asimila al modelo de lóbulos telescópicos con desarrollo de abanicos primarios y secundarios Denny (1967), Silva et al. (1992).

A grandes rasgos pueden diferenciarse dos generaciones de conos. Los primarios se encuentran colgados y profundamente afectados por una red de drenaje muy densa que los ha acaravado. los secundarios serían en su mayor parte actuales y subactuales presentando en numerosas zonas una total funcionalidad. En estos se darían procesos acumulativos y erosivos.

La coexistencia de fenómenos erosivos con fenómenos acumulativos en los procesos aluviales y fluviales, ha sido ampliamente aceptada por multitud de especialistas como Leopold y Wolman (1957), Schumm (1977), Miall (1977) y Rust (1978). Durante las crecidas el material correspondiente a la carga de fondo (gravas en su mayoría en el caso que nos ocupa) es removilizado, retocando u originando nuevas barras al caer el flujo.

Red de drenaje. Incisión lineal

En el mapa geomorfológico se han representado los principales cursos, arroyos y riachuelos que inciden directamente el substrato rocoso o no han desarrollado una llanura o fondo de valle representable a la escala de trabajo. Comúnmente responden al proceso de la incisión lineal, desarrollando secciones de valle con una morfología en "V", que denota una profunda acción erosiva.

Ruptura o cambio brusco de pendiente en el perfil fluvial

Esta forma marca el límite del alcance de la erosión remontante. También limita la zona de dominio del modelado glaciar, valles en "U" con depósitos fluviales en el talweg, de la zona de dominio del modelado fluvial, secciones en "V" con escasez de depósitos.

Llanuras aluviales y lechos fluviales.

Los lechos fluviales actuales responden al modelo de cursos entrelazados ("braided"), es decir cursos de agua de múltiples canales con baja sinuosidad. El término aluvial incluye no solo los ríos bien definidos sino también los sistemas de canales dispersos, que se inundan durante las etapas de avenida. Este tipo de morfologías son propias de sistemas de drenaje con descargas muy variables y con cubierta vegetal escasa como es el caso.

6.2.4 Formas estructurales

Escarpes estructurales.

La alternancia de capas de roca de diferente respuesta a la erosión propicia la erosión diferencial, reflejando en la morfología caracteres geológicos estructurales. Es por tanto la estructura geológica la que controla el relieve. Los agentes externos solo descubren y modelan sobre un patrón preestablecido.

En las fotografías aéreas es posible identificar algunas formas estructurales como líneas de capa, "chevrons" o escarpes. Dada la escala de trabajo solo se han representado los escarpes estructurales de mayor importancia situados en la zona centro oriental de la Hoja y que se han modelado sobre las unidades volcanosedimentarias del Grupo Choiyoi.

6.2.5 Formas poligenicas

Relieves graníticos

Se han resaltado en la cartografía las zonas ocupadas por afloramientos de rocas graníticas. Estas zonas presentan un modelado característico respecto a las de su entorno con mayor profusión de relieves rocosos tales como pitones, agujas o formas ruñiformes.

6.3 Evolución dinámica. Historia geomorfológica.

El levantamiento andino dio lugar a una intensa respuesta erosiva, generándose amplios piedemontes formados por los materiales desmantelados de las zonas elevadas. Estos materiales se han depositado en forma de abanicos aluviales coalescentes (Formación Las Minitas).

A diferencia de otras cordilleras, en las que el zócalo cristalino suele ocupar las posiciones altimétricas más elevadas, en el caso que nos ocupa, los materiales más antiguos (granitoides y otras unidades paleozoicas y mesozoicas) se encuentran topográficamente deprimidos con respecto a los más modernos (Formación Arroyo Las Chinchas). Estos últimos, de origen volcano-sedimentario, poseen una respuesta a la erosión claramente diferente de las rocas ígneas situadas en las partes más bajas y próximas al piedemonte.

Durante las fases climáticas frías cuaternarias los procesos glaciares fueron dominantes en la zona de los cordones montañosos, creándose crestas, circos y lenguas glaciares que esculpieron los valles principales. La ruptura de pendiente existente en los laterales de muchos de los valles glaciares da una idea de la zona que estuvo cubierta por los hielos. Posteriormente, condiciones climáticas más cálidas, propiciaron el remodelado de la mayoría de formas glaciares por procesos periglaciares, que continúan en la actualidad. Este hecho implica la desaparición de formas glaciares puras y el dominio que puede observarse de las morfologías y depósitos periglaciares. Así las morenas glaciares habrían sido recicladas, formando glaciares de roca y morenas de nevero. Los escalones identificados en algunas de las acumulaciones fluviales hacen pensar en diferentes pulsos glaciares.

Posteriormente, el piedemonte andino se incide abruptamente, formándose extensas zonas de malpaís o bad lands. La erosión remontante incide en los valles principales modificando antiguas secciones en glaciares en "U" a secciones en "V" claramente fluviales.

El cambio climático que propició la retirada de los hielos ocasionó el advenimiento de nuevas morfologías. Los valles glaciares se transforman al recubrirse sus márgenes por conos de derrubios y desarrollando pequeñas acumulaciones fluviales en el talweg. La mayor parte de depósitos morénicos se reciclan convirtiéndose en glaciares rocosos.

Con respecto a la edad de las diferentes morfologías solo puede establecerse una secuencia cronológica relativa, debido a la inexistencia, por el momento, de dataciones de tipo absoluto o datos cronológicos paleontológicos.

6.4 Morfodinámica actual y subactual, tendencias futuras y riesgos geológicos asociados.

Las zonas de montaña son tradicionalmente consideradas inestables desde el punto de vista geomorfológico. La existencia de procesos activos periglaciares tales como aludes y caídas de derrubios deben tenerse en cuenta en cualquier actuación humana en estos sectores. En el caso de la red de drenaje cabe remarcar la mayor energía de las avenidas en las zonas de montaña debido a los grandes desniveles existentes. Los desniveles existentes en las zonas de montaña proporcionan la energía potencial necesaria para el desarrollo de formas de vertiente como deslizamientos y

conos de derrubios. A pesar de la escasa población existen diversos procesos activos o subactuales que pueden tener una incidencia clara en el medio natural y en futuras infraestructuras.

Procesos fluviales

Las llanuras aluviales son funcionales en caso de lluvias intensas. La escasa cobertura vegetal, unida a la morfología aluvial, implica una respuesta rápida en los niveles de las aguas, lo cual supone un riesgo a tener en cuenta en el diseño de nuevas infraestructuras. El riesgo de avenida queda agravado por la movilización de grandes cantidades de carga de fondo (gravas y arenas).

Procesos gravitacionales

Las fuertes pendientes existentes en las laderas de antiguos valles glaciares favorecen la existencia de grandes deslizamientos. Se han identificado grandes masas deslizadas en las vertientes de las cabeceras de los valles del río Mendoza y Manantiales. En el último caso la lengua del deslizamiento llega a bloquear el valle.

7 HISTORIA GEOLOGICA

La historia geológica de la hoja de Castaño Nuevo se divide en tres grandes episodios tectonoestratigráficos. El primero abarca desde el Carbonífero al Pérmico inferior bajo, el segundo desde el Pérmico inferior al Triásico superior, mientras que el tercero involucra el lapso entre este último y la actualidad.

Desde el Carbonífero al Pérmico inferior bajo, el área abarcada por la hoja formaba parte de una cuenca de retroarco, con influencia marina, en el margen occidental del Gondwana, donde se generaron potentes secuencias de turbiditas y depósitos marinos someros a continentales, que conforman la Formación La Puerta. En el Pérmico inferior estas sedimentitas sufrieron una intensa deformación compresiva asociada a la Fase Sanrafaélica, la cual es atribuida por algunos autores a variaciones en los vectores de convergencia en una subducción de tipo andino (Ramos, 1984), mientras que otros la vinculan a una posible acreción de terrenos alóctonos (Mpodosis y Kay, 1990). La Fase Sanrafaélica produjo en las sedimentitas de la Formación La Puerta una deformación epidérmica con cabalgamientos y pliegues apretados de vergencia tanto al este como al oeste, que muestran una esquistosidad incipiente.

Una vez finalizada la Fase Sanrafaélica, y después de un corto período de erosión, comienza un episodio extensional que se inicia en el Pérmico inferior y se prolonga hasta el final del Triásico. Sobre una fuerte discordancia angular y asociada a fallas normales, se depositó una gruesa secuencia predominantemente volcánica que recibe el nombre de Grupo Choiyoi. En líneas generales, la parte inferior del grupo representa un ambiente de volcanismo continental andesítico, vinculado a un arco magmático, al que se asocian sedimentos fluviales y lacustres (Formaciones Castaño y Vega de los Machos), mientras que hacia la parte superior el volcanismo se torna predominantemente ácido con escasa participación sedimentaria (Formaciones el Palque), y se lo relaciona con un magmatismo anorogénico. Paralelamente con este volcanismo se intruyeron diversos cuerpos plutónicos y sub-volcánicos, de composición granodiorítica en primera instancia y granítica posteriormente, vinculados posiblemente con las volcanitas intermedias y ácidas respectivamente. Este plutonismo originó un metamorfismo de contacto en las sedimentitas de la Formación La Puerta. En el Triásico medio y superior un nuevo pulso de volcanismo andesítico (Formación Atutía) ocurre en la zona noroccidental del área estudiada, marcando una variación composicional hacia fines del magmatismo Gondwánico. Esto tal vez represente una transición hacia una nueva subducción activa en el margen occidental sudamericano. En discordancia angular sobre el magmatismo extensional previo, asociado al Grupo Choiyoi, se dispone otro conjunto de andesitas (Andesita Las Vizcachas) de probable edad triásica superior a jurásica inferior, posiblemente vinculadas a un volcanismo de arco.

Durante el resto del Mesozoico, no existe registro estratigráfico en este sector cordillerano, el cual debió permanecer en una posición elevada que aportaría materiales a las cuencas mesozoicas ubicadas al oeste. A finales del Cretácico o principios del Terciario se inicia la compresión andina, que dio lugar a la inversión tectónica de las fallas normales permotriásicas, junto con la generación de cabalgamientos y pliegues asociados. Sobre un paleorrelieve, relacionado probablemente con una primera fase de acortamiento andino, se depositó una potente secuencia de volcanitas y volcanoclastitas denominada Formación Arroyo Las Chinchas, que a su vez está intruida por cuerpos subvolcánicos ácidos e intermedios a básicos. Esta actividad magmática produjo una fuerte alteración hidrotermal a la que se asocian importantes mineralizaciones metálicas. El volcanismo terciario se podría relacionar con la migración del arco magmático andino hacia el este, producida por la subhorizontalización de la zona de Benioff (Kay et al., 1991).

La Formación Arroyo Las Chinchas presenta una escasa deformación andina, dada principalmente por la reactivación de estructuras precedentes. Esta reactivación junto con el levantamiento pasivo de la Cordillera Frontal desde el Mioceno, originó un importante relieve, cuya erosión durante el Pleistoceno ha dado lugar a extensos depósitos de bajada aluvial y de "playa lake" (formaciones Las Minitas y Cambachas). La existencia de dos generaciones de abanicos aluviales podría indicar cambios bruscos en el nivel de base relativo.

Finalmente en el Holoceno, la sedimentación se restringe a los valles glaciares (morenas y glaciares de roca) y los principales valles fluviales (depósitos fluviales, conos de deyección y depósitos de ladera), ya que el área que abarca la hoja se encuentra sometida fundamentalmente a procesos erosivos.

8 GEOLOGÍA ECONÓMICA

8.1 Introducción

En la hoja 1:100.000 de Castaño Nuevo se han reconocido 13 manifestaciones o yacimientos clasificados en base a la sustancia más importante de cada uno de ellos, realizándose asimismo un intento de caracterización tipológica y genética de los tipos más importantes. Se incluyen también algunos aspectos sobre la exploración minera y sobre la minería de la hoja.

Las manifestaciones o yacimientos que se incluyen en esta memoria han sido estudiados en el campo, habiéndose realizado para cada uno de ellos una ficha con la siguiente información: situación geográfica, marco geológico, mineralización, trabajos mineros, exploraciones e investigaciones realizadas y referencias bibliográficas, la cual se encuentra mecanografiada y codificada como información complementaria.

8.2 Descripción de los depósitos minerales

La hoja 1:100.000 de Castaño Nuevo se caracteriza por manifestaciones o yacimientos de oro-plata, cinc-plomo, cobre, manganeso, alumbre, aragonita y diatomita, cuya distribución queda definida por la geología regional.

El yacimiento más importante corresponde a la mina de Au-(Ag) de Castaño Nuevo, ubicada en el extremo NE de la hoja.

8.2.1 Mineralizaciones de Au-(Ag)

Se han reconocido 3 manifestaciones o yacimientos de metales preciosos, del que cabe destacar la mina de Castaño Nuevo. Este yacimiento se encuentra situado a unos 5 km al NO de la localidad de Villa Nueva, sobre la margen derecha del río Castaño, a unos 40 km al NNO de la villa de Calingasta. Su acceso es a través de la carretera de Calingasta a Castaño Viejo.

Los primeros trabajos que se efectuaron en este yacimiento datan de los años 1860 a 1870. En 1885 se reiniciaron los mismos y continuaron hasta 1895, explotación que estuvo a cargo de la Compañía del Oro Gold Mines Ltd. En este yacimiento el ingeniero Sabatié construyó la primera planta de cianuración que funcionó en el país; más tarde, por los años 40, fue agregada una planta de amalgamación (Angelelli, 1984; Caballé, 1986; Furque y Caballé, 1986). Las leyes medias durante la época de la explotación oscilaban entre 4 y 15 gr/t Au y hasta 100 gr/t Ag (Pelichotti, 1990). Los trabajos mineros están abandonados y las labores inundadas, habiéndose realizado hasta fechas recientes una intensa actividad de pirquino, con el desarrollo de varios kilómetros de galerías y piques de hasta 100 m de profundidad. A consecuencia de estos trabajos, es prácticamente imposible evaluar reservas minables en los niveles topográficamente elevados respecto a la cota del río Castaño.

La región donde se localiza la mina de Castaño Nuevo se encuentra ubicada en el borde oriental de la Cordillera Frontal, donde predominan las manifestaciones ígneas de naturaleza andesítica correspondientes la Formación Vega de los Machos del Grupo Choiyoi (Permo-triásico), en las que aparecen emplazados pórfidos andesíticos, que constituyen la roca de caja de las vetas mineralizadas. Estos filones están compuestos por agregados de cuarzo lechoso, con cantidades accesorias de calcita, amatista, feldespatos potásico, alunita y sericita. La roca de caja aparece con una fuerte alteración hidrotermal, reconociéndose en orden de intensidad: silicificación, argilitización, limonitización, propilitización, carbonatación, feldespatización y sericitización.

El yacimiento está constituido por numerosas vetas de rumbo general N10°O a N40°O, subverticales, y con espesores que varían entre 0,50 m y 1,50 m; excepcionalmente, alcanzan los 3 m de potencia. Las corridas son del orden de 250 a 1000 m.

Las vetas de Castaño Nuevo se pueden agrupar en dos conjuntos (Caballé, 1986; Furque y Caballé, 1986): las vetas del sector este, de rumbo predominante N12°O, donde se encuentran las labores Dios Protege, San Pedro y San Antonio, que se extienden a lo largo de 1000 m, y un segundo conjunto o vetas del sector oeste, con rumbo predominante N42°O, inclinadas 70° al OSO, donde se encuentran las labores San José, San Agustín y Andacollo, que se extienden a lo largo de 1200 m. La veta principal posee rumbo N10°O, buzamiento de 75°O y espesores entre varios cm y 1,2 m. Angelelli (1984) da para una muestra de esta veta 6 gr/t Au y 50 gr/t Ag. En cuanto a las vetas restantes, este mismo autor da para la veta Andacollo de 1 a 4m. de espesor y una ley de 15 gr/t Au y para la veta San Antonio 15 gr/t Au y de 130 a 150 gr/t Ag. La mineralización está constituida esencialmente por piritas auríferas, con cantidades accesorias de calcopirita, galena y oro nativo.

El modelo de depósito del yacimiento de Castaño Nuevo corresponde a venas epitermales de baja sulfuración, con superposición postmineral de procesos de alta sulfuración de cuarzo-alunita. Este yacimiento se ubica siguiendo el anillo SE del estratovolcán de Castaño (Norwest mine services, 1993). Las venas epitermales de oro están encajadas en diques de pórfidos andesíticos y dacíticos, presuntamente cenozoicos, que muestran una intensa aureola de alteración filítica, lo que probablemente es un reflejo de la presencia de un sistema de pórfido cuprífero a una profundidad moderada debajo del nivel de erosión actual. Las altas leyes de oro que presenta este yacimiento son características de los sistemas de baja sulfuración, debido a la completa precipitación del oro en la zona de ebullición del sistema epitermal. El mejor ejemplo de un sistema epitermal de baja sulfuración presente en la cordillera andina, comparable al de la mina Castaño Nuevo, es posiblemente el yacimiento de El Bronce (Chile), que contiene unas 800.000 onzas de oro (Camus et al., 1991). Grandes sistemas epitermales de baja sulfuración como Guanajuato, Méjico (5,5 millones de onzas de oro y 1,1 billones de onzas de plata) pueden existir en esta parte de la cordillera andina, pero no han sido todavía descubiertos.

Las otras dos manifestaciones de Au-(Ag) presentes en la hoja, denominadas Manrique y Las Mellizas, se sitúan también en el cuadrante NE de la hoja, presentando características semejantes a las del yacimiento de Castaño Nuevo.

8.2.2 Mineralizaciones de Pb-Zn-(Ag)

Se ha reconocido una sola manifestación de estas substancias, denominada mina Las Burras o mina del Mal Paso. Esta mineralización se encuentra situada sobre la margen derecha del arroyo de Las Burras, a unos 34 km. al NO de la villa de Calingasta. Se accede a la misma desde la carretera de Calingasta a Castaño Viejo, a través del arroyo de Las Burras, con mulares únicamente. La labor más importante es un pique de 12 m. de profundidad.

La roca encajante de la mineralización corresponde a dacitas, riolitas, tobas e ignimbritas de la Formación El Palque (Permo-triásico). La veta principal presenta un rumbo general N55°O y buzamiento subvertical, con una corrida de 70 a 80 m. (Caballé, 1986; Furque y Caballé, 1986). La mineralización está constituida principalmente por galena de grano grueso a fino, algo argentífera, blenda, piritas y calcopirita, en ganga de cuarzo y siderita.

Como hipótesis preliminar, este yacimiento pudo haberse originado a partir de la parte profunda de un sistema de pórfido de cobre cenozoico.

8.2.3 Mineralizaciones de Cu

La única manifestación de este metal localizada dentro de la hoja corresponde a la mina Rosario, ubicada al oeste del cordón de Las Burras y al norte del arroyo de La Puerta, a unos 25 km. al NO de la villa de Calingasta. Su acceso es con mulares a través del arroyo de La Puerta, partiendo de la carretera de Calingasta a Castaño Viejo.

Para la exploración de este yacimiento se realizaron numerosas labores de escaso desarrollo, como destajos, rajos y galerías, hoy completamente abandonados y hundidos (Caballé, 1986; Furque y Caballé, 1986)

Este depósito se ubica en el ambiente de la Cordillera Frontal, en su borde oriental, estando encajado en los materiales siliciclásticos de la Formación La Puerta (Carbonífero-Pérmico Inferior) y en diques riolíticos permo-triásicos y cenozoicos.

El yacimiento está constituido por vetas de hábito lentiforme, con corridas máximas de 175 m. y potencias de 0,10 a 0,40 m. Su rumbo es NNO-SSE, con inclinaciones variables de 65° a 85° al ESE y OSO respectivamente para las dos vetas principales.

La mineralización está formada por calcopirita, galena, blenda y pirita, en ganga de cuarzo. Una muestra de la veta principal presenta contenidos de 12,8% Cu, 26,6% Pb, 4,1% Zn y 50,5% gr/t Ag.

Este yacimiento podría corresponder a un sistema de vetas hidrotermales distales generadas a partir de un pórfido cuprífero subaflorante de probable edad cenozoica.

8.2.4 Mineralizaciones de Mn

Se ha reconocido una única manifestación de este elemento, denominada mina Don Bosco. Está ubicada en el faldeo oriental del cerro Potrerito, en el cordón de Las Burras, a 3.500 m. de altura y a 32 km al NO de la villa de Calingasta. Su acceso es desde la carretera de Calingasta a Castaño Viejo, tomando el arroyo de La Puerta hasta el final de la quebrada del Potrerito, con mulares únicamente. Las labores realizadas consisten en trincheras, corta-vetas y un socavón de 1,6 por 1,8 m. que sigue el rumbo de la veta (Caballé, 1986; Furque y Caballé, 1986).

Geológicamente en la región afloran dacitas, riolitas e ignimbritas de la Formación El Palque (permo-triásico), que constituyen el encajante de la mineralización. La veta, de dirección N70° a 80°O, consiste en una brecha cuya matriz está impregnada de óxidos de manganeso, entre los que predomina la pirolusita.

Su génesis estaría relacionada con el ascenso y precipitación de soluciones hidrotermales de baja temperatura, ligadas a la actividad ígnea cenozoica.

8.2.5 Minerales industriales

Se han reconocido en esta hoja manifestaciones de alumbre, aragonita y diatomita.

8.2.5.1 Mineralizaciones de alumbre

En esta hoja y en el ámbito de la Cordillera Frontal, han sido reconocidas 5 manifestaciones de alumbre de escasa entidad, originadas por la meteorización de andesitas pinitíferas.

8.2.5.2 Yacimientos de aragonita

Existe una actividad minera artesanal esporádica para la extracción de aragonita ornamental en cerro Casposo, a unos 11 km. al OSO de la localidad de Puchuzún y 22 km. al NO de la Villa de Calingasta. Se accede a la misma desde la carretera de Calingasta a Castaño Viejo. Los trabajos se realizan a cielo abierto y en los 2 m. superiores de la mineralización.

El yacimiento se localiza en el borde oriental de la Cordillera Frontal, encajado en un cuerpo de pórfido granodiorítico denominado Plutón Casposo, el cual presenta una densa red de fracturas, algunas de las cuales aparecen rellenas de aragonita. Estas vetas aragoníticas alcanzan potencias de 1,2 m. y corridas de hasta 100 m. La veta principal tiene rumbo NO-SE y posición vertical. Aparece como una masa brechosa que se estrecha en profundidad, hasta prácticamente desaparecer a los pocos metros. El material en bruto es enviado a los centros de consumo para roca de ornamentación, como escallas.

8.2.5.3 Yacimientos de diatomita

Se ha reconocido una única manifestación de este tipo de depósito conocida como minas La Milonguera y San Martín, que se ubican en el arroyo de Las Burras, a la altura de su afluente, el arroyo de la Yesera, a unos 9 km. al O de la localidad de Villa Corral y 16 km al NNO de la villa de Calingasta. Su acceso es desde la carretera de Calingasta a Castaño Viejo, tomando el arroyo de Las Burras hasta la intersección con su afluente en arroyo de la Yesera. Los primeros trabajos se realizaron en 1943, con una producción total hasta el año 1974 de 450 tm., fecha en que se paralizaron dichas labores (Angelelli, 1984).

Se trata de un conjunto de sedimentitas de posición horizontal, constituido por limolitas blancas y fangos de diatomeas de la Formación Las Cambachas (Cuaternario). Afloran a lo largo de 400 m., sobre la margen derecha de la quebrada de La Yesera, en una barranca de 18 m. de altura, aproximadamente. El yacimiento está constituido por dos capas de diatomitas de potencia constante. La superior, de 33 cm, se compone de un material de color blanco y es liviana; mientras que la capa inferior, más importante, tiene un espesor casi constante de 50 cm, siendo su material de color amarillento, más compacto y pesado que el anterior (Caballé, 1986; Furque y Caballé, 1986). Este material tiene un alto porcentaje de carbonato cálcico y un bajo contenido en sílice. Se le considera comercialmente como diatomita impura, por su gran contenido en arcillas, destacándose que son diatomeas lacustres de agua dulce.

8.3 Evolución metalogénica

Las mineralizaciones de metales base y preciosos de la hoja de Castaño Nuevo, del que el máximo exponente es el yacimiento de Castaño Nuevo, aparecen ligadas al magmatismo

cenozoico de la cadena andina. Las manifestaciones y yacimientos descritos probablemente son el resultado de la existencia de pórfidos de cobre a profundidades moderadas por debajo del nivel de erosión actual.

8.4 Blancos de alteración

A partir del tratamiento de las imágenes de satélite se han reconocido en la hoja de Castaño Nuevo 12 blancos de alteración localizados en la mitad NE de la misma. Los únicos en los que se ha realizado algún trabajo de exploración son los denominados Castaño Nuevo y Manrique I. El blanco de Castaño Nuevo se localiza en torno al yacimiento del mismo nombre, siendo un reflejo de la alteración hidrotermal que rodea a este depósito.

El blanco de Manrique I se localiza en la cabecera del arroyo de Manrique, habiendo sido reconocido por Cardó y Pérez (1995). Estos autores lo describen con forma alargada, de dimensiones 2000 por 400 m. y dirección N60°E, donde las rocas han perdido sus texturas originales y presentan colores blanquecinos con pátinas amarillentas a pardo-rojizas. Dentro del mismo se han reconocido zonas de argilitización, propilitización, sericitización y silicificación, que presentan pirita diseminada. 83 muestras recogidas sobre la zona alterada presentan contenidos máximos de 0,2 gr/t Au, 15 gr/t Ag, 117 ppm Cu, 98 ppm Zn y 73 ppm Pb.

8.5 Resumen y conclusiones

El grado de conocimiento geológico-minero de la hoja de Castaño Nuevo es en la actualidad muy limitado. La única zona con potencial minero reconocido se localiza entorno al yacimiento de Castaño Nuevo, donde el objetivo sería la búsqueda de un yacimiento epitermal de baja sulfuración y alta ley, aunque posiblemente de poco tonelaje.

Dentro de esta hoja el oro es el elemento con un potencial general más alto para el descubrimiento de nuevos yacimientos económicos. La comprensión de los controles estructurales sobre los yacimientos minerales es el factor más importante para hacer nuevos descubrimientos en esta hoja. En general, las áreas más favorables serían aquellas donde las estructuras locales transtensionales están desarrolladas dentro de zonas extensionales regionales.

Es importante destacar que el uso de las imágenes de sensores remotos es una herramienta excelente para el establecimiento de la fábrica estructural regional y de la superficie de alteración; sin embargo, hay que tener en cuenta que el mapeo estructural detallado y el reconocimiento de las alteraciones debe hacerse en el campo, como paso previo a la elección de los objetivos de perforación.

El sistema hidrotermal argentino parece estar menos erosionado que su equivalente chileno, por lo que el descubrimiento de depósitos ciegos requiere proyectos de exploración que utilicen de forma integral técnicas geológicas, geoquímicas, geofísicas y sensores remotos.

9 SITIOS DE INTERES GEOLOGICO (SIG)

SIG. 1.- Mina abandonada de Castaño Nuevo. Villa Corral.

SIG. 2.- Discordancia basal del Grupo Choiyoi (Permotriásico) sobre las sedimentitas de la Formación La Puerta (Carbonífero-Pérmico). Cerro Puchuzún.

SIG. 3.- Perfil de la secuencia volcánica y sedimentaria de la Formación Castaño (Grupo Choiyoi). Arroyo de la Choca.

SIG. 4.- Estructuras gondwánicas y andinas afectando a la Formación La Puerta y el Grupo Choiyoi respectivamente. Arroyo de las Vaquitas.

SIG. 5.- Pliegues gondwánicos de vergencia oeste afectando a la Formación La Puerta. Arroyo de las Burras.

SIG. 6.- Granodiorita pérmica (Plutón Casposo) intruida por un Granito triásico (Plutón Los Colorados). Arroyo situado inmediatamente al norte del cerro Casposo.

SIG. 7.- Petroglifos de cultura indígena prehispánica. Confluencia de los Arroyos de las Burras y el Malpaso.

10 BIBLIOGRAFÍA

- Allmendinger, R.W., D. Figueroa, D. Snyder, J. Beer, C. Mpodozis y B.L. Isacks, 1990. Foreland shortening and crustal balancing in the Andes at 30° S latitude. *Tectonics*, 9 (4): 789-809.
- Angelelli, V. 1984. Yacimientos Metalíferos de la República Argentina. Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Universidad Nacional de La Plata. Instituto de Geología Aplicada. Volumen I y II. 704 p, La Plata.
- Aparicio, E.P. 1969. Contribución al conocimiento de la edad de los sedimentos del arroyo de Agua Negra, Departamento de Iglesia, San Juan, República Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 21 (3): 190-193, Buenos Aires.
- Aparicio, E.P., 1984. Geología de San Juan. Universidad Nacional de San Juan, Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, 167 p., San Juan.
- Ariñez, M. y O.P. Demartini, 1966. Estudio de las diatomitas de la quebrada de Las Burras. Departamento de Minería de San Juan, (inédito).
- Ave Lallement, G., 1892. Observaciones sobre el mapa de Departamento de Las Heras, Provincia de Mendoza. Museo de La Plata, Anales, Sección Geológica y Mineralógica 1:5-20, La Plata.
- Beer, J.A., R.W. Allmendinger, D.E. Figueroa y T.E. Jordan, 1990. Seismic stratigraphy of a non marine piggyback basin, Central Andes. *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, 74:1183-1202.
- Bodenbender, O., 1902. Contribución al conocimiento de la Precordillera de San Juan, de Mendoza y de las sierras centrales de la República Argentina. *Academia Nacional de Ciencias, Boletín* 17:203-262, Córdoba.
- Caballé, M.F., 1986. Estudio geológico del sector oriental de la Cordillera Frontal, entre los ríos Manrique y Calingasta (Provincia de San Juan). Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La Plata. Nº 467, 205 p. (inédito).
- Caballé, M.F., 1990. Magmatismo Permo-Triásico al oeste de Calingasta, Cordillera Frontal de San Juan, Argentina. XIº Congreso Geológico Argentino, Actas 1:28-31, San Juan.
- Caminos, R., 1979. Cordillera Frontal. En: J.C.M. Turner (Ed.): IIº Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 1:397-453, Córdoba.
- Camus, F., R. Boric, M.A. Skewes, J.C. Castelli, E. Reichhard y A. Mestre, 1991. Geologic, structural and fluid inclusion studies of El Bronce epithermal vein system, Petorca, central Chile. *Economic Geology*, 86:1317-1345.
- Cardó, R. y L. Pérez, 1995. Área de alteración de Manrique. Perfil económico minero. Secretaría de Minería de la Nación, Delegación San Juan, Informe, 28 p. (inédito).
- Cortés, J.M., 1985. Vulcanitas y sedimentitas en la base del grupo Choiyoi al sur de la Estación Tambillos, Mendoza, Argentina. IVº Congreso Geológico Chileno, Actas 1:89-108, Antofagasta.
- Coira, B. y M.Koukharsky, 1976. Efusividad tardía hercínica en el borde oriental de la Cordillera Frontal, zona arroyo Tigre, provincia de Mendoza, República Argentina. Iº Congreso geológico Chileno, Actas 2(F):105-123, Santiago.
- Denny, 1967. Fans and pediments. *American Society of Science*, 265:81-105.
- Furque, G. y M.F. Caballé, 1986. Descripción geológica de la hoja 20b-Calingasta (Provincia de San Juan). Carta geológico-económica de la República Argentina. Escala 1:200.000. Dirección Nacional de Geología y Minería, 311 p. (inédito), Buenos Aires.
- Gibbs, A., 1983. Balanced cross-section construction from seismic sections in areas of extensional tectonics. *Journal of Structural Geology*, 5:153-160.

- Gosen, W. von, 1992. Structural evolution of the Argentine Precordillera: the Rio San Juan section. *Journal of Structural Geology*, 14 (6), 643-667.
- Groeber, P., 1918. Edad y extensión de las estructuras de la Cordillera entre San Juan y Nahuel Huapi. *Physis* 4: 208-240, Buenos Aires.
- Groeber, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 1, Hoja Chos Malal. Sociedad Geológica Argentina, *Revista* 1(3):117-208. Reimpreso en Asociación Geológica Argentina, Serie C, Reimpresiones 1:1-174 (1980), Buenos Aires.
- Groeber, P., 1947. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 2, Hojas Sosneado y Maipo. Sociedad Geológica Argentina, *Revista* 2(2):141-176. Reimpreso en Asociación Geológica Argentina, Serie C, Reimpresiones 1:1-174 (1980), Buenos Aires.
- Groeber, P., 1951. La Alta Cordillera entre las latitudes 34_ y 29_ 30'. Instituto de Investigaciones de las Ciencias Naturales. Museo Argentino Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, *Revista (Ciencias Geológicas)* 1(5):1-352, Buenos Aires.
- Groeber, P., 1963. La cordillera entre las latitudes 22_ 20' y 40_ S. *Academia Nacional de Ciencias, Boletín* 43(2-4): 111-175, Córdoba.
- Heredia, N., L.R.Rodríguez Fernández, C. Quesada, G. Marín, y R. Cardó, (en prensa). Hoja Geológica a escala 1:100.000, 3169-14 Castaño Viejo. Secretaría de Minería de la Nación.
- Kay, S.M., C. Mpodozis, V.A. Ramos y F. Munizaga, 1991. Magma source variations for mid to late Tertiary volcanic rocks erupted over a shallowing subduction zone and though a thickening crust in the Main Andean Cordillera (28-33_ S). En R.S. Harmon y C. Rapela (Eds.) *Andean Magmatism and its Tectonic Setting*, Geological Society of America, Special Paper 265: 113-137, Boulder.
- Keidel, J., 1949. Estudio sobre las estructuras hercénicas en el margen oeste de la Cuenca de Uspallata y la Sierra de Cepeda, frontsn de la de Tontal (Provincias de Mendoza y San Juan). *Academia Nacional de Ciencias, Boletín* 38(1-2): 253-346, Córdoba.
- Kühn, F., 1914. Estudio geográfico de las Altas Cordilleras de San Juan. Ministerio de Agricultura, Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, *Boletín B (Serie Geología)* 8: 7-44, Buenos Aires.
- Lencinas, A., 1982. Características estructurales del extremo sur de la Cordillera Sanjuanina. Vº Congreso Latinoamericano de Geología, *Actas* 1: 489-498, Buenos Aires.
- Leopold, L. B. y M.G. Wolman, 1957. River channel patens: braided, meandering and straight. *U.S. Geological Survey, Profesional Paper* 282-B, 85 p.
- Llambías, E.J. y A.M. Sato, 1990. El Batolito del Colangüil (29_ -31_ S): Cordillera Frontal de Argentina: estructura y marco tectónico. *Revista Geológica de Chile*, 17(1): 89-108, Santiago.
- Llambías, E.J. y A.M. Sato, 1995. El Batolito de Colangüil: transición entre orogénesis y anorogénesis. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 50(1-4): 111-131, Buenos Aires.
- Miall, A.D., 1977. Fluvial Sedimentology: Fluvial lecture serie notes. *Canadian Society of Petroleum Geologists*, 111 p.
- Minera TEA, 1968. Geología de la Alta Cordillera de San Juan. Su prospección y áreas con posibilidades mineras. Parte II. Departamento de minería de San Juan, 518 p. (inédito).
- Mirre, J.C., 1967. Geología del valle del río Los Patos, entre Barreal y Las Hornillas. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 21(4): 211-231, Buenos Aires.
- Mpodozis, C. y R. Forsythe, 1983. Stratigraphy and geochemistry of accreted fragments of the ancestral Pacific floor in southern South America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, and Palaeoecology*, 41:103-124.
- Mpodozis, C. y P. Comerjo, 1988. Hoja Pisco Elqui. Servicio Nacional de Geología y Minería, *Carta Geológica de Chile N° 68*, 164 p., Santiago.

- Mpodozis, C. y V.A. Ramos, 1989. The Andes of Chile and Argentina. En: Ericksen, G.E., Cañas Pinochet, M.T. y Reinemund, J.A. (Eds.): *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources. Earth Science Series, 11: 59-90, Houston.
- Mpodozis, C. y S.M. Kay, 1990. Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica del Gondwana: Andes Chilenos, 28°-31° S. *Revista Geológica de Chile*, 17(2): 153-180, Santiago.
- Norwest Mine Services, 1993. Estudio de factibilidad para la inversión minera en la República Argentina. Volumen II. Geología. Secretaría de Minería de la Nación, Informe. 118 p., (inédito).
- Pedraza, J. (1996) *Geomorfología: Principios, métodos y aplicaciones*. Ed. Rueda. 414 p.
- Pelichotti, R.O. 1990. Proyecto de exploración intrusivo de Castaño Nuevo. Secretaría de Minería de la Nación. Plan San Juan, Informe, 11 p. (inédito).
- Polanski, J., 1957. El bloque Variscico de la Cordillera Frontal de Mendoza. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 12(3): 165-196, Buenos Aires.
- Polansky, J., 1970. *Carbónico y Pérmico de la Argentina*. Ed. Eudeba, 216 p., Buenos Aires.
- Quartino, B.J., 1969. Perfil cordillerano al oeste de Calingasta. Provincia de San Juan. República Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 24(4) :389-392, Buenos Aires.
- Quartino, B.J., A.R. Zardini y A.J. Amos, 1971. Estudio y exploración geológica de la región Barreal-Calingasta. Provincia de San Juan. República Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Monografía Nº1*: 1-184, Buenos Aires.
- Ramos, V.A., 1988. The Tectonics of the Central Andes, 30°-33° latitude. En: Clark, S. y Burchfield, D. (Eds.): *Processes in Continental Litospheric Deformation*. Geological Society of America, Special Paper, 218:31-34, Boulder.
- Ramos, V.A., 1992. Control geotectónico de las cuencas triásicas de Cuyo. *Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Epoca* 9(31): 2-9, Buenos Aires.
- Ramos, V.A., 1993. Interpretación tectónica. En: Ramos, V.A. (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de Mendoza. XIIº Congreso Geológico Argentino y IIº Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio* 1(19): 257-266, Buenos Aires.
- Ramos, V.A. y J.M. Cortés, 1986. Evolución del frente orogénico de los Andes a los 33° de latitud S. Universidad Nacional de Tucuman, Primera Reunión Científica del CAPLI, Resúmenes, Horco Molle.
- Ramos, V.A. y J.M. Cortés, 1993. Time constraints of the Andean deformation along the Central Andes of Argentina and Chile (32° to 33° S Latitude). II International Symposium of Andean Geodynamics, pp 233-236, Oxford.
- Ramos, V.A. y S.M. Kay, 1991. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo Basin, Central Argentina. En: Harmon, R.S. y Rapela, C.W. (Eds.): *Andean Magmatism and its Tectonic Setting*. Geological Society America, Special Paper 265: 113-137, Boulder.
- Ramos, V.A., T.E. Jordan, R.W. Allmendinger, S.M. Kay, J.M. Cortés y R. Palma, 1984. Chilenia: un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes centrales. *Actas del IXº Congreso Geológico Argentino (Bariloche)*, 2: 84-106, Buenos Aires.
- Ramos V.A., M.I. Cegarra y E.O. Cristallini, 1996. Cenozoic Tectonics of the High Andes of West - Central Argentina (30° - 36° S Latitude). *Tectonophysics* 259:185-200.
- Rodríguez Fernández, L.R., N. Heredia, G. Marín, C. Quesada, A. Robador, D. Ragona y R. Cardó, 1996. Tectonoestratigrafía y estructura de los Andes Argentinos entre los 30° 30' y 31° 00' de Latitud S. XIIIº Congreso Geológico Argentino y IIIº Congreso de Exploración de Hidrocarburos, *Actas* 2: 111-124, Buenos Aires.

- Rolleri, E.O. y P. Criado Roque, 1969. La cuenca triásica del norte de Mendoza. III° Jornadas Geológicas Argentinas (Comodoro Rivadavia), Actas 1:1-76, Buenos Aires.
- Rust, B.R., 1978. A Classification of Alluvial Channel Systems. En Miall, A.D.(Ed.) *Fluvial sedimentology*, Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5:187-198, Calgary.
- Sato, A.M. y E.J. Llambías, 1993. El Grupo Choiyoi, Provincia de San Juan: Equivalente efusivo del Batolito del Colangüil. XII° Congreso Geológico Argentino y II° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 156-165, Mendoza.
- Schiller, W., 1912. La Alta Cordillera de San Juan y Mendoza y parte de la Provincia de San Juan. Ministerio de Agricultura de la Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería, Anales 7(5):1-68, Buenos Aires.
- Schumm, S. A., 1977. *The Fluvial System*. Wiley Interscience. 338 p.
- Serafini, R.L., 1982. Posibilidades de los yacimientos de plata y oro del sector oeste del Distrito Castaño Nuevo. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de San Juan (inérita).
- Silva, P., A.M. Harvey, C. Zazo y J.L. Goy, 1992. Geomorphology, depositional style and morphometric relationships of Quaternary alluvial fans in the Guadalentín depression (Murcia, Southeast -Spain). 2. *Geomorph. N.F.*, 35(3): 325-341.
- Stappenbeck, R., 1910. La Precordillera de San Juan y Mendoza. Ministerio de Agricultura de la Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería, Anales 4(3): 1-187, Buenos Aires.
- Stappenbeck, R., 1917. Geología de la falda oriental de la Cordillera del Plata (Mendoza). Ministerio de Agricultura de la Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería, Anales 12(1): 1-49, Buenos Aires.
- Stelzner, A., 1873. Mitteilungen an Professor H.B. Geinitz. Über seine Reise durch die argentinischen Provinzen San Juan und Mendoza und die Cordillere zwische dem 31_ und 33_ S. *Neues Jahrbuch für Mineralogie. Geologie und Paläontologie*, 726-744, Stuttgart.
- Stelzner, A., 1885. Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Argentinischen Republik. I. Geologischen Theil. Ed. von Fischer. 1-51 p. Cassel.
- Stelzner, A., 1923. Contribuciones a la Geología y Paleontología de la República Argentina con la parte limítrofe de los Andes entre los 32 y 33_ S. Traducción de G. Bodenbender. *Academia Nacional Ciencias*, Actas 8(1-2): 1- 227, Córdoba.
- Stipanovic, P.N., F. Rodrigo, O.L. Baulies y C.G. Martínez, 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Asociación Geológica Argentina*, Revista 23(2): 67-98, Buenos Aires.
- Stipanovic, P.N., 1972. Cuenca Triásica de Barreal. En A.F. Leanza (Ed.) *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias, 1:537-566, Córdoba.
- Stipanovic, P.N., 1979. El Triásico del valle del Río Los Patos (provincia de San Juan). En: J.C.M. Turner (Ed.): II° Simposio de Geología Regional Argentina. *Academia Nacional de Ciencias*, Actas 1:695-744, Córdoba.
- Uliana, M.A. y K.T. BIDDLE, 1987. Permian to Late Cenozoic evolution of Northern Patagonia: main tectonic events, magmatic activity and depositional trends. En G. D. MacKenzie (Ed.): *Gondwana Six: Structure, Tectonics and Geophysics*. American Geophysical Union, *Geophysical Monograph* 40: 271-286, Washington.