

Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina

1:250.000

Hoja Geológica 3166 - III **Chepes**



Pampa de Laprida. Granitoides intrusivos en tonalitas y dioritas.

Provincias de La Rioja, San Juan y San Luis

Graciela I. Vujovich, Carlos J. Chernicoff, Pablo Tchilinguirian, Marta Godeas, Graciela Marín, Norma Pezzutti y Eliseo Sepúlveda

Recursos Minerales: Héctor López, Raúl Cardó e Iris Díaz

Supervisión: Roberto Miró



**INSTITUTO
DE GEOLOGÍA
Y RECURSOS
MINERALES**

SEGEMAR
SERVICIO GEOLOGICO
MINERO ARGENTINO

**Programa Nacional de Cartas Geológicas
de la República Argentina
1:250.000**

Hoja Geológica 3166-III
Chepes

Provincias de La Rioja, San Juan y San Luis

Graciela I. Vujovich, Carlos J. Chernicoff, Pablo Tchilinguirian, Marta Godeas, Graciela
Marín, Norma Pezzutti y Eliseo Sepúlveda

Recursos minerales: Héctor López, Raúl Cardó e Iris Díaz

Supervisión: Roberto Miró

Normas, dirección y supervisión del Instituto de Geología y Recursos Minerales

**SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO
INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES**

SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO

Presidente: Ing. Jorge Mayoral

Secretario Ejecutivo: Lic. Pedro Alcántara

INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES

Director: Lic. Roberto F. Page

DIRECCIÓN DE GEOLOGÍA REGIONAL

Director: Lic. José E. Mendía

SEGEMAR

Avenida Julio A. Roca 651 • 10º Piso • Telefax 4349-4450/3115
(C1067ABB) Buenos Aires • República Argentina
www.segemar.gov.ar / info@segemar.gov.ar

Referencia bibliográfica

VUJOVICH, G., C. CHERNICOFF, P. TCHILINGUIRIAN,
M. GODEAS, G. MARÍN, N. PEZZUTTI, E. SEPÚLVEDA, H. LÓPEZ,
R. CARDÓ e I. DÍAZ, 2007. Hoja Geológica 3166-III, Chepes, provincias
de La Rioja, San Juan y San Luis. Instituto del Geología y Recursos Minera-
les. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 251, 65 pp. Buenos Aires.

ISSN 0328-2333

Es propiedad del SEGEMAR • Prohibida su reproducción

CONTENIDO

RESUMEN	1
ABSTRACT	3
1. INTRODUCCIÓN	5
2. ESTRATIGRAFÍA	7
Relaciones generales	7
2.1. Proterozoico	7
2.2. Proterozoico - Paleozoico inferior	7
Mármol Pan de Azúcar	7
2.3. Paleozoico inferior	8
Complejo Valle Fértil	8
Rocas metamórficas	8
Gneises	9
Anfibolitas	10
Mármoles y rocas calcosilicáticas	10
Rocas magmáticas	10
Tonalitas y dioritas cuarzosas	11
Rocas máficas y ultramáficas	12
Granodiorita Valle Fértil	12
Granitos	12
Diques ácidos	13
Rocas cataclásticas	13
2.3.1. Cámbrico-Ordovícico	14
Complejo Metamórfico Olta	15
Metasedimentitas. Esquistos y gneises	15
Migmatitas	16
2.3.2. Ordovícico	17
Complejo Ígneo Chepes	17
Migmatita	19
Norita Quemado	20
Tonalita	21
Granodiorita	21
Granito biotítico	22
Granitoide	23
Granitoide porfirítico	23
Granito Tuani	24
Granito Asperezas	24

	Migmatita, granitoide, tonalita	25
	Migmatita y granito de dos micas	25
	Complejo Ígneo Chepes no diferenciado	25
	Pegmatitas, aplitas y microgranitos	26
2.3.2.1.	Ordovícico superior	27
	Milonita Ulapes	27
2.4.	Paleozoico superior	27
2.4.1.	Carbonífero	28
	Formación Malanzán	28
2.4.2.	Carbonífero-Pérmico	28
	Formación Quebrada La Virgen	28
2.4.3.	Pérmico	29
	Formación La Colina	29
2.5.	Paleozoico superior-Mesozoico inferior	30
2.5.1.	Pérmico superior-Triásico inferior	30
	Riolita El Temblor	30
	Basalto Marayes Viejo	30
2.6.	Mesozoico	31
2.6.1.	Triásico	31
	Grupo Marayes	31
	Formación Esquina Colorada	31
	Formación Carrizal	32
	Formación Quebrada del Barro	32
2.6.2.	Cretácico	33
	Grupo El Gigante	33
	Conglomerado Los Riscos	33
	Formación El Toscal	34
	Formación La Cruz	34
	Formación Lagarcito	34
2.7.	Cenozoico	35
2.7.1.	Neógeno	35
	Formación Los Llanos	35
	Formación San Roque	36
2.7.2.	Cuaternario	36
2.7.2.1.	Pleistoceno	36
	Depósitos de planicies aluviales pedemontanas antiguas	36
	Depósitos aluviales antiguos	37
2.7.2.2.	Pleistoceno-Holoceno	37
	Depósitos loésicos	37
	Depósitos de dunas barjanoides	38
2.7.2.3.	Holoceno	38

	Depósitos de las dunas longitudinales	38
	Depósitos de salinas (evaporitas y limos aluviales)	38
	Depósitos eólicos mantiformes	38
	Depósitos de planicies aluviales pedemontanas recientes	38
	Depósitos de las planicies aluviales	39
3. ESTRUCTURA	39
3.1. Estructura paleozoica inferior		39
Sector occidental		39
Faja de rocas deformadas		42
Sector oriental		42
3.2. Estructura neopaleozoica		43
3.3. Estructura mesozoica		43
3.4. Estructura ándica		44
4. GEOMORFOLOGÍA	44
4.1. Esquema geomorfológico		44
4.1.1. Cordones montañosos y elevaciones		44
4.1.2. Piedemontes, salinas y campos de dunas		46
4.2. Evolución geomorfológica		48
4.3. Riesgo geológico		48
5. HISTORIA GEOLÓGICA	48
6. RECURSOS MINERALES	49
6.1. Depósitos de minerales metalíferos		50
Oro (Cu-Ag)		50
Plomo-Plata-Cinc (Au)		51
Uranio		52
6.2. Depósitos de minerales industriales y rocas ornamentales		52
Arena y grava		52
Fluorita		52
Granito ornamental		52
6.3. Combustibles sólidos		52
Carbón		52
7. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	57
BIBLIOGRAFÍA	59

RESUMEN

La Hoja 3166-III, Chepes, está situada en el sector oriental de la provincia de San Juan y sur de la provincia de La Rioja, abarca, además, una pequeña porción del norte de la provincia de San Luis dentro del ámbito de las Sierras Pampeanas Occidentales. En ella se encuentran la sierra de La Huerta y su prolongación al sur, la sierra de Las Imanas, las serranías del Desierto y el cerro Guayaguas. Hacia el este se hallan las sierras de Chepes, Las Minas y Ulapes.

La población más importante corresponde a la ciudad de Chepes; localidades menores son las de Marayes y Chucuma en el sector occidental de la Hoja, y Desiderio Tello y San Pedro, entre otras, en la parte oriental.

Las rocas más antiguas, no representadas en el mapa, corresponden a gabros, anortositas y granitos del Proterozoico, aflorantes en el flanco oriental de la sierra de La Huerta. Dentro de las secuencias metasedimentarias se reconocen rocas neoproterozoicas-paleozoicas inferiores (Mármol Pan de Azúcar) y las metasedimentitas de la sierra de La Huerta de probable edad neoproterozoica a paleozoica inferior. Las mismas están intruidas por rocas ígneas, predominantemente tonalitas y dioritas, gabros y escasas rocas ultramáficas, así como granodioritas y granitos correspondientes al Complejo Valle Fértil; estas rocas representan el arco magmático cámbrico-ordovícico.

En las sierras de Chepes, Las Minas y Ulapes se encuentra ampliamente representado el Complejo Ígneo Chepes, que intruye a metasedimentitas del Paleozoico inferior del Complejo Metamórfico Olta. Todo el conjunto presenta metamorfismo de edad ordovícica media a superior.

Las rocas sedimentarias más antiguas corresponden al Neopaleozoico y están representadas por varias unidades. La Formación Malanzán, constituida por sedimentitas continentales, aflora en el valle homónimo, en la parte norte de la sierra de Chepes y es asignada al Carbonífero por correlación con otros depósitos. Por encima se encuentra la Formación La Colina, que consiste en depósitos generados en medios fluviales, palustres y lacustres, con niveles piroclásticos, que por correlación con unidades similares fue ubicada en el Carbonífero-Pérmico. En el borde oriental de la sierra de La Huerta aflora la Formación Quebrada La Virgen, compuesta por sedimentitas continentales de grano fino, con aporte piroclástico, asignada tentativamente al Pérmico superior.

La actividad volcánica neopaleozoica-comesozoica está representada por los cuerpos subvolcánicos riolíticos, Riolita El Temblor, que intruyen al basamento metamórfico en la sierra de La Huerta, y por el Basalto Marayes Viejo.

El Grupo Marayes (Triásico) es la unidad sedimentaria más antigua del Mesozoico, corresponde a secuencias continentales depositadas en una cuenca extensional (*rift*), con depósitos propios de las etapas de *synrift* y de enfriamiento térmico (*sag*).

Durante el Cretácico inferior se depositó el Grupo El Gigante, en discordancia erosiva sobre las secuencias triásicas, bien expuesto al sur de la sierra de La Huerta. Está integrado por el Conglomerado Los Riscos y las formaciones El Toscal y La Cruz; corresponde a depósitos continentales de abanicos aluviales. El desarrollo de estas cuencas se asocia con la etapa extensional (*rifting*) que afectó al continente sudamericano durante el Jurásico superior - Cretácico. Esta etapa culminó con la Formación Lagarcito (Cretácico superior) representada por conglomerados de abanicos aluviales, y facies más finas, lacustres y fluviales, con niveles de yeso.

En el Neógeno se generaron sedimentitas continentales situadas en diversos sectores de la Hoja. En el oriental aflora la Formación Los Llanos (Plioceno) y en el sector sudoccidental, la Formación San Roque (Mioceno-Plioceno). En el subsuelo del valle intermontano de la cuenca de Las Salinas, y en el flanco oriental de la sierra de Las Minas y Ulapes se reconocieron sedimentitas asignadas al Terciario a través de perforaciones. Las secuencias se apoyan en relación discordante sobre el basamento metamórfico o en discordancia erosiva sobre las sedimentitas más jóvenes.

Los depósitos del Cuaternario (Pleistoceno - Holoceno) ocupan alrededor del 60% de la Hoja Chepes. Corresponden a sedimentos que conforman las bajadas de los sectores serranos, sedimentos eólicos limosos y arenosos y depósitos de playa.

Desde el punto de vista de la estructura interna, el basamento ígneo-metamórfico tiene una deformación dúctil con desarrollo de una foliación gnéisis y plegamiento. La orientación preferencial de la foliación es NE y el eje de plegamiento N340°. En las sierras de Chepes y Las Minas-Ulapes la foliación (bandeado metamórfico) posee una orientación general que varía entre NE y NO, con inclinaciones tanto al este como al oeste y está plegada. Esta estructura fue afectada por fallas de cizalla dúctil respondiendo a esfuerzos compresivos E-O, las que presentan una extensión regional y orientación general NO a NE e inclinación al este.

La estructuración neopaleozoica está condicionada por la formación de una serie de hemigrabenos donde se depositaron las secuencias carbonífero-pérmicas. Esta estructuración se originó en un campo de esfuerzos transtensivos-transpresivos que generaron desplazamientos de rumbo y oblicuos.

La estructura mesozoica (Triásico - Cretácico inferior) corresponde a una serie de fosas tafrogénicas limitadas por fallas directas y separadas entre sí. Estas cuencas de *rift* están alineadas, a nivel regional, en sectores interpretados como antiguas zonas de sutura.

Durante el Terciario se desarrolló la estructura neógena produciéndose el levantamiento en bloque del basamento cristalino de las sierras de La Huerta, Chepes y Las Minas – Ulapes a través de fallas inversas. En muchos casos estas fallas fueron reactivadas a lo largo del tiempo geológico. En la región interserrana, el Terciario subaflorante está plegado formando suaves anticlinales, lo que refleja la inversión tectónica que sufrieron las fallas directas asociadas a las etapas extensionales previas. Evidencias de neotectónica se advierten en el flanco occidental de la sierra de La Huerta.

Las unidades fisiográficas y geomorfológicas más destacables corresponden a los cordones montañosos y elevaciones, los piedemontes, campos de dunas y playas. Los cordones montañosos (sierras de La Huerta, Chepes, Las Minas, Ulapes y Las Imanas) y piedemontes asociados se relacionan con la estructuración compresiva andina, que en parte reactivó antiguas fallas directas asociadas a los eventos extensionales mesozoicos. Los campos de dunas y playas se relacionan con la acción eólica y fluvial.

Los recursos minerales de la Hoja están constituidos por minerales metalíferos, minerales industriales y rocas ornamentales y manifestaciones de combustibles sólidos. Dentro de los minerales metalíferos se hallan manifestaciones de oro (cobre-plata), en sistemas de vetas de cuarzo distribuidas en las sierras de Las Minas y Ulapes y en menor medida en la sierra de Chepes; de plomo, plata, cinc (oro) en la sierra de La Huerta, correspondiente al distrito minero polimetálico Cerro Blanco y, de menor importancia, uranio en las sierras de Chepes, Las Minas y Ulapes. Los minerales industriales están representados por arena y grava, fluorita y granito ornamental y los combustibles sólidos por carbón.

ABSTRACT

The 3166-III – Chepes Sheet, is located in the eastern sector of the San Juan province and southern sector of the La Rioja province, within the framework of the western Sierras Pampeanas. This Sheet includes the Sierra de La Huerta y its southern continuation, the Sierra de Las Imanas, the Serranías del Desierto and the Cerro Guayaguás. The Sierra de Chepes, Sierra de Las Minas and Sierra de Ulapes are located immediately to the east of the Sheet.

The largest town is Chepes; smaller villages are Marayes and Chucuma in the western sector of the Sheet, and Desiderio Tello and San Pedro (amongst other) in the eastern sector.

The oldest rocks correspond to Proterozoic gabbros, anorthosites and granites outcropping along the eastern side of Sierra de La Huerta. Neoproterozoic to lower Paleozoic rocks are represented by the Pan de Azúcar Marble and metasedimentary rocks exposed at Sierra de La Huerta. The Valle Fértil Complex, exposed in the Sierra de La Huerta is mainly composed by tonalites and diorites, gabbros and scarce ultramafic rocks, as well as granodiorites and granites; these plutonic rocks represent the Cambro-Ordovician magmatic arc.

The Chepes Igneous Complex, largely exposed in the Sierra de Chepes, Sierra de Las Minas and Sierra de Ulapes, is intruded into the metasediments of the Olta Metamorphic Complex of Lower Paleozoic age. Both Complexes are affected by Middle to Upper Ordovician metamorphism.

The oldest sedimentary rocks are represented by three Neopaleozoic units. The Malanzán Formation is continental and has been assigned a Carboniferous age; it crops out in the Malanzán valley, in the northern portion of the Sierra de Chepes. The La Colina Formation has been assigned a Carboniferous-Permian age; it overlies the Malanzán Formation, and consists of fluvial, paludal and lacustrine deposits, with pyroclastic layers. The Quebrada La Virgen Formation, tentatively assigned to the Upper Permian, crops out in the eastern border of the Sierra de la Huerta, and comprises fine grained continental sediments with a pyroclastic component.

The Upper Paleozoic-Lower Mesozoic volcanic activity is represented by the subvolcanic bodies of the El Temblor Rhyolite, which are intruded into the metamorphic basement of the Sierra de la Huerta and the Marayes Viejo Basalt.

The Triassic Marayes Group is the oldest Mesozoic sedimentary unit, and it corresponds to a continental rift basin, comprising both synrift and sag deposits.

The Lower Cretaceous El Gigante Group unconformably overlies the Triassic sequences, and is well exposed to the south of the Sierra de La Huerta; it comprises the Los Riscos Conglomerate and the El Toscal and La Cruz Formations; all of these units are coarse grained and continental. The development of these basins is associated with the rifting stage that affected the South American continent during the Upper Jurassic-Cretaceous; this stage was ended by the deposition of the Upper Cretaceous Lagarcito Formation, represented by alluvial fan conglomerates, as well as by finer grained, lacustrine and fluvial facies, with layers of gypsum.

During the Neogene, continental sediments were deposited in several areas of the Sheet; the Pliocene Los Llanos Formation crops out in the eastern sector, and the Miocene-Pliocene San Roque Formation is exposed in the southwestern sector. In the subsurface of the Las Salinas intermontane valley, and in the eastern flank of the Sierra de Las Minas and Sierra de Ulapes, Tertiary sediments were identified in drill holes. These sequences unconformably overlie either the metamorphic basement or younger sedimentary units.

The quaternary deposits (Pleistocene – Holocene) cover reaches about 60% of the Chepes Sheet. They comprise the sediments of the range areas bajadas, fine- to medium grained eolian sediments and playa deposits.

The Proterozoic-Lower Paleozoic structure of the igneous-metamorphic basement is represented by ductile deformation, with the development of gneissic foliation and folding; foliation planes trend mostly NE, and fold axes are oriented N340°. In the Sierras de Chepes and Sierra de Las Minas-Ulapes the foliation (metamorphic banding) trend ranges NE to NW, dipping both east and west; foliation planes are also folded. This rock assemblage was also affected by regional ductile shear faults related to an E-W-oriented stress; the orientation of these structures is NW to NE, dipping east.

The Neopaleozoic structure is characterized by the formation of hemigrabens where the Carboniferous-Permian sequences were deposited. These structures are related to a transtensional-transpressive stress that caused both strike-slip and oblique displacements.

The Mesozoic (Triassic-Lower Cretaceous) structure is related to an extensional regime that caused the formation of rift basins regionally aligned along old suture zones.

The Neogene structures, mostly reverse faults of regional extent, were responsible for the uplift of the crystalline basement of both the Sierra de La Huerta, Sierra de Chepes and Sierra de Las Minas – Ulapes. In between the uplifted basement blocks, the Neogene deposits (most of them unexposed) are gently folded; this deformation reflects the tectonic inversion suffered by the Mesozoic extensional structures; this neotectonic effect is particularly visible in the western flank of the Sierra de La Huerta.

The main physiographic and geomorphic units are represented by mountain chains, piedmonts, dunes and playas. The mountain chains (Sierra de La

Huerta, Sierra de Chepes and Sierra de Las Imanas) and associated piedmonts are related to the Andean compressive deformation, which partly reactivated the Mesozoic extensional faults. The dunes and playas are related with the eolian and fluvial processes.

The mineral resources of the Sheet comprise metaliferous and industrial minerals, as well as minor coal deposits. The metaliferous minerals comprise Au (Cu-Ag)-bearing quartz veins in the Sierra de Las Minas/Ulapes and, to a more limited extent, in the Sierra de Chepes; Pb-Ag-Zn (Au)-bearing quartz veins in the Sierra de La Huerta (corresponding to the Cerro Blanco polymetallic mining district); and minor U-bearing quartz veinlets in the Sierra de Chepes and Sierra de Las Minas/Ulapes. The industrial minerals are represented by sand and gravel, fluorite and ornamental granite.

1. INTRODUCCIÓN

SITUACIÓN Y CARACTERÍSTICAS GEOGRÁFICAS

La región que comprende la Hoja Chepes está situada en el sector centro-oriental de la provincia de San Juan y sur de la provincia de La Rioja, abarcando también una muy pequeña zona del norte de la provincia de San Luis, dentro del ámbito de las denominadas Sierras Pampeanas Occidentales. Sus coordenadas geográficas son 31° y 32° de LS y 67° 30' y 66° de LO de Greenwich. Cubre una superficie de 15.853,12 km² (Fig. 1).

En la porción occidental abarca las sierras de La Huerta y de Las Imanas, el cerro Morado y hacia el sur los cerros La Carretilla, El Estanque, El Gigantillo, loma Negra y Guayaguas, denominados en su conjunto serranías del Desierto. En la parte oriental se encuentra gran parte de la sierra de Chepes y las sierras de Las Minas y Ulapes. Entre ambos sectores se halla un amplio valle donde se sitúa la depresión de Las Salinas.

NATURALEZA Y METODOLOGÍA DEL TRABAJO

El presente trabajo fue realizado en una primera etapa, mediante la realización de un mapa de síntesis elaborado sobre la base de la compilación de la información editada existente, a la que se sumó la procedente del levantamiento geológico expeditivo de la Hoja 20e Sierra de La Huerta, efectuado por Marín y Ramos (1988). Estos autores analizaron fotografías aéreas a escala 1:30.000 y 1:50.000 e imágenes satelitarias de los programas LANDSAT y THEMATIC MAPPER; el reconocimiento de campo, verificado en dos etapas, les permitió la elaboración de un mapa geológico, el cual fue volcado sobre un mapa topográfico a escala 1:100.000, confeccionado en forma expeditiva por el Departamento Cartografía.

El citado mapa de síntesis se usó como base durante las tareas de campo, llevadas a cabo en 1995 por Vujovich y Chernicoff para la ejecución de la presente Hoja. El mapeo de las unidades cuaternarias y de la geomorfología, junto con un sucinto detalle

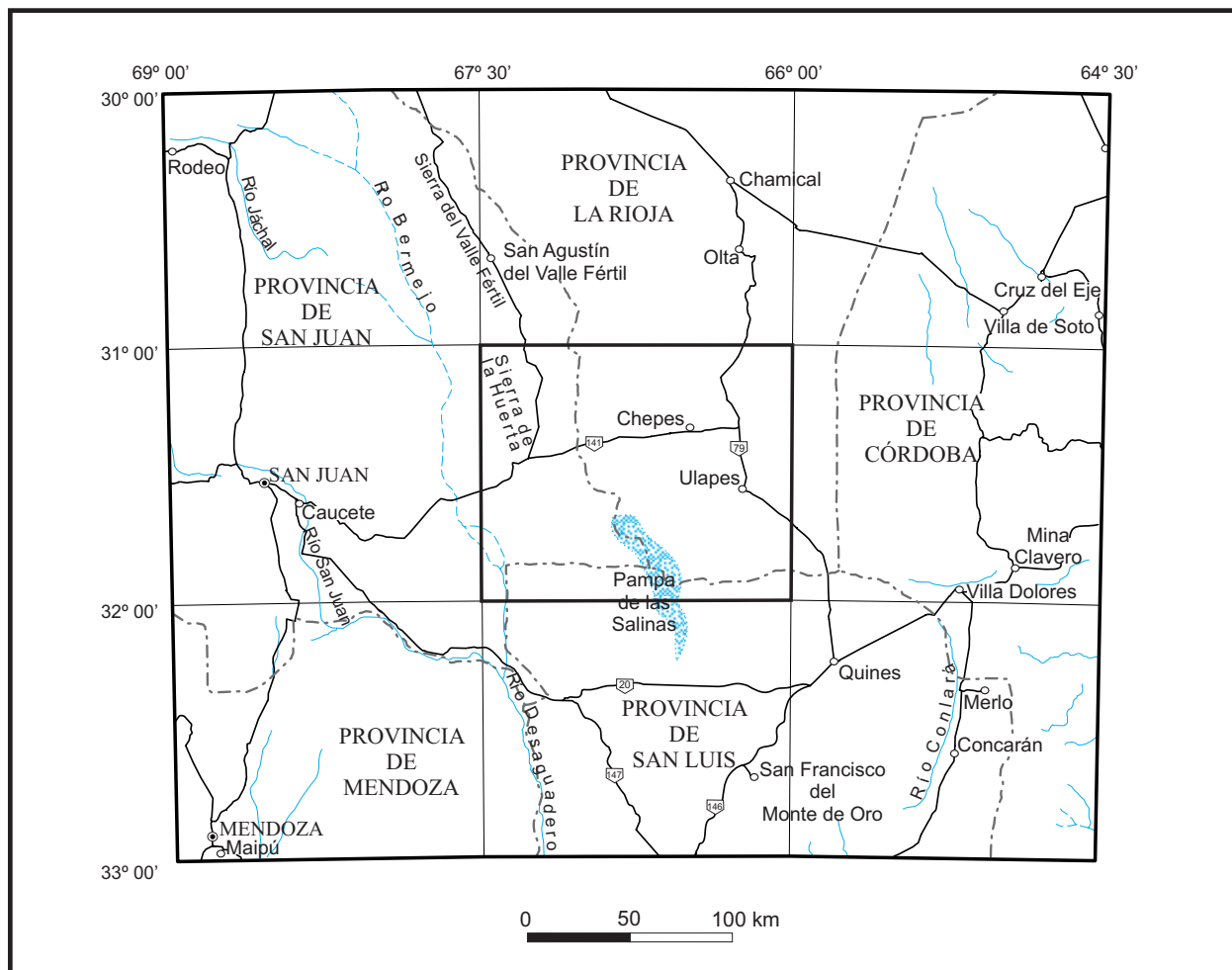


Figura 1. Mapa de ubicación.

de posibles riesgos geológicos, fue hecho por Tchilinguirian en un expeditivo trabajo de campo. A su vez, se incorporó información inédita de la Dirección Nacional del Servicio Geológico referente a las secuencias neopaleozoicas y triásicas; la misma corresponde a los perfiles estratigráficos levantados por Sepúlveda (1987) en las márgenes oriental y occidental de la sierra de La Huerta.

El recorrido de la región serrana se hizo a lomo de mula, mientras que en los llanos se utilizó un vehículo, aprovechando las numerosas aunque mal conservadas huellas.

El conocimiento del basamento cristalino de las Sierras Pampeanas de La Rioja (sierras de Chepes y Las Minas-Ulapes) proviene principalmente del Mapeo Geocientífico de las Sierras Pampeanas, perteneciente al Proyecto Argentino-Australiano de Cooperación Científica (Australian Geological Survey Organization, AGSO; Pieters *et al.*, 1997) y de los trabajos de Caminos (1979) y Ramos (1982), entre otros.

El estudio de los cortes petrográficos de la sierra de La Huerta estuvo a cargo de Pezzutti y Godeas (1988), al que se suman los hechos por Vujovich y Chernicoff para la elaboración del presente informe.

La información obtenida en el campo y en el gabinete se ha volcado en esta Hoja, la que reúne en forma conjunta los resultados de investigaciones anteriores y las propias de los autores de la misma.

En el mes de julio de 2007 se ha realizado una actualización parcial de esta Hoja, incluyendo nueva información especialmente referida a edades de las rocas ígneas y metamórficas que conforman las sierras de La Huerta, Las Imanas y Chepes, así como otros datos considerados de interés para el entendimiento de la geología del área.

INVESTIGACIONES ANTERIORES

Los estudios originarios realizados en la comarca estuvieron relacionados con el descubrimiento de los depósitos carboníferos de Marayes, los primeros hallados en el país (Rickard, 1863 y 1869).

En 1873, Stelzner, en su viaje de Córdoba a San Juan, atribuyó a la sierra de los Llanos de La Rioja una edad arcaica inferior e hizo observaciones mineralógicas y petrográficas publicadas en 1885. Cruzó la sierra de La Huerta en su extremo austral y recorrió el borde oriental y comprobó la presencia de terrenos gnéisicos, esquistos anfibólicos y calizas cristalinas (mármol) y reconoció varias minas, entre

ellas las de Santo Domingo, Rosario y Mercedes. A su vez, recogió gran cantidad de hojas de *Thinfeldia*, *Taeniopterides* y *Pterophyllum*, así clasificadas por Geinitz (1876), en la localidad fosilífera ubicada en el desmonte de un socavón de 8 m ejecutado por Klappenbach (en Stelzner, 1873) en la secuencia triásica adyacente a la mina Rickard.

Un plano esquemático de la cuenca de las Himanas (Imanas) fue presentado por Cruvellier (1889), quien a pesar de las determinaciones de la tafoflora hechas anteriormente asignó al Carbonífero los estratos portadores de la flora.

Años más tarde, Bodenbender (1911 y 1912), en su reconocimiento de la parte austral de la provincia de La Rioja y regiones limítrofes, hizo importantes aportes a la geología de la comarca de las sierras de Chepes, Las Minas, Ulapes y La Huerta y confeccionó un mapa a escala 1:750.000 que incluye el área de la Hoja Chepes. Fijó la existencia de terrenos metamorfoseados, a los que determinó como «precambrianos y cambrianos», y granitos (mayormente paleozoicos) dentro del basamento cristalino del área. Por otro lado, describió el hallazgo de calizas y cuarcitas entre Las Chacras y Marayes y mencionó su parecido con algunas calizas silúricas (ordovícicas) de la Precordillera. Además, estableció el desarrollo del Neopaleozoico en la región de las Sierras Pampeanas, al que designó como Estratos de Paganzo, y si bien no lo encontró en la sierra de La Huerta, dedujo «que algún día se descubrirá en las faldas de la sierra de La Huerta» (Bodenbender, 1902:255). Hizo un análisis de los estratos réticos, y presentó una revisión efectuada por Kurtz de las asignaciones previas de Geinitz. También halló un manto de diabasa cerca del límite con el terreno rético de Marayes. Asimismo, infirió la existencia de depósitos cretácicos en el borde oriental de la sierra, infrayaciendo a los depósitos terciarios. Al Terciario extraandino del área, lo denominó como Estratos de los Llanos.

Posteriormente, Stappenbeck (1910) reconoció la secuencia carbonífera de Marayes y de Carrizal y elaboró perfiles geológicos en los terrenos réticos. Esta zona volvió a ser examinada por Rassmuss (1922), quien reiteró los perfiles confeccionados por Stappenbeck (1910).

Rosen (1930) hizo un detallado levantamiento de la secuencia carbonífera de Marayes, Carrizal y Papagayos más al sur. Ese mismo año, Lannefors efectuó nuevamente una inspección del sector de Carrizal. En el año 1940, Groeber presentó el mapa de la provincia de La Rioja a escala 1:1.000.000 y la

describió la geología del área. Con posterioridad, Borrello (1946) volvió a examinar zona de Carrizal (sierra de La Huerta) y estableció una serie de unidades, a las que correlacionó con las descritas por Frenguelli (1944) en la cuenca de Ischigualasto.

Un detallado análisis de los mantos de carbón fue realizado por Bergmann (1948), quien propuso una división que no coincide con la hecha por Borrello (1946). La secuencia carbonífero-pérmica aflorante en las sierras de Chepes y de Las Minas-Ulapes fue mencionada en los estudios referentes a los Estratos de Paganzo por Braccini (1946, 1948), Frenguelli (1946 a, 1946 b, 1948) y Pérez Ruedi (1947). De la Mota (1959) investigó el área deprimida entre las sierras de Valle Fértil y Los Llanos, desde el punto de vista de las posibilidades petrolíferas, abarcando los estratos de Paganzo de la región de Chepes.

La geología y estructura de las sierras de Chepes y Ulapes fueron efectuadas por Turner y de Alba (1968), quienes confeccionaron un mapa a escala 1:750.000 del área. Mastandrea (1961) y Jutorán y Kejner (1965) analizaron los yacimientos minerales de las sierras de Chepes, Las Minas y Ulapes, en tanto Dawson y Mastandrea (1963) lo hicieron con los depósitos salinos de la llanura occidental. Chebli (1967) presentó un mapa a escala 1: 50.000 del sector sur de la sierra de Chepes e hizo una pormenorizada investigación de los estratos del Paganzo aflorantes en el área. Un trabajo sistemático y detallado de la cuenca sedimentaria triásica de Marayes fue presentado por Bossi (1976) y Bossi *et al.* (1976).

Estudios más recientes del área serán mencionados al ser tratados los diferentes tópicos dentro del texto de la Hoja.

2. ESTRATIGRAFÍA

RELACIONES GENERALES

En el área se reconocen metasedimentos atribuibles al Neoproterozoico-Cámbrico intruido por rocas ígneas del Paleozoico inferior. Se encuentran formando los cordones serranos más importantes, entre ellos las sierras de La Huerta y de Las Imanas, las serranías del Desierto y el cerro Guayaguas en el extremo sudoccidental de la Hoja, a los que se suman los de las sierras de Chepes, Las Minas y Ulapes. Recientemente se ha mencionado la presencia de rocas ígneas más antiguas, mesoproterozoicas.

En discordancia sobre esta secuencia se disponen depósitos continentales del Neopaleozoico y del Triásico. En sectores, éstos están cubiertos por sedimentitas cretácicas y escasos depósitos terciarios, ambos de ambiente continental. Extensos depósitos cuaternarios cubren discordantemente los anteriores.

2.1. PROTEROZOICO

Roeske *et al.* (2005) mencionaron la presencia de gabros, anortositas y granitos en la quebrada de La Resina, al norte de la loma de Las Chacras, flanco occidental de la Sierra de La Huerta. Esta secuencia ha sido denominada informalmente como Complejo La Resina (McClelland *et al.*, 2005).

Esta unidad, recientemente reconocida, no ha sido representada en el mapa geológico ya que se desconoce la extensión de los afloramientos. Roeske *et al.* (2005) indicaron que esta secuencia de bajo grado metamórfico, presenta una relación tectónica, a través de una zona de cizalla dúctil, con techo al oeste, con las rocas ígneas paleozoicas, las cuales están débilmente deformadas. En la zona de cizalla se observa una intensificación de la deformación y paquetes de rocas metasedimentarias de alto grado junto con filones capa leucocráticos, reconociéndose ultramilonitas en el contacto entre los gneises de alto grado y las rocas del Precámbrico.

Este complejo ígneo presenta edades mesoproterozoicas (1100 - 1060 Ma), siendo los granitos relativamente más jóvenes (ca. 840 Ma), acorde con dataciones U/Pb SHRIMP sobre circones (McClelland *et al.*, 2005).

2.2. PROTEROZOICO-PALEOZOICO INFERIOR

Mármol Pan de Azúcar (1)

Calizas, margas y cuarcitas metamorfizadas

Esta unidad, formada por calizas, margas y cuarcitas con metamorfismo de facies esquistos verdes y altamente deformadas, tiene su localidad tipo en el cerrillo homónimo, ubicado a mitad de camino entre Las Chacras y Marayes, en el sector sudoeste de la sierra de La Huerta. Estas rocas fueron reconocidas por Bossi (1976) quien las incluyó en el Complejo Valle Fértil, por Bastías *et al.* (1984) y por Marín y Ramos (1988). La unidad se extiende hacia el NE en el área de la loma de Las Chacras (fuera del

ámbito de la Hoja), donde Vujovich (1995) le dio carácter formacional y la correlacionó con el Grupo Cauçete de la sierra de Pie de Palo.

En todos los perfiles examinados, la estratificación es conspicua y se pudieron reconstruir las asociaciones litológicas originales entre sus distintos elementos. No fue posible determinar las características primarias de su relación con el resto de las rocas del basamento, ya que los contactos observados han sido siempre de tipo tectónico. Así por ejemplo, en el cerro Pan de Azúcar se ve una serie de corrimientos con vergencia hacia el oeste.

Las calizas son rocas macizas, de color gris, pardo amarillento por alteración, en las que ocasionalmente se advierte una laminación fina, ondulosa, quizás de naturaleza estromatolítica. Estas rocas gradan a margas fuertemente diagenizadas, en bandas grises y blanquecinas, entre las que se interponen niveles cuarcíticos de color gris blanquecino. De acuerdo con sus características petrográficas, la secuencia está afectada por un metamorfismo dinámico con escasa participación térmica, predominando la cataclasis sobre la recrystalización.

Al microscopio, los minerales presentan extinción ondulante, granulación, poligonización, aparición de "colas" de presión, recrystalización de los bordes de los porfiroclastos, maclas deformadas de las plagioclasas y bandas de recrystalización, como así también evidencias de *kinks bands* en los minerales micáceos (Vujovich, 1987).

Edad

Si bien no se han encontrado fósiles, la búsqueda de conodontes sólo permitió constatar la presencia de materia orgánica (Hünicken, com. personal, 1987). El análisis palinológico realizado por Pöthe de Baldis dio resultados negativos (com. personal).

Por correlación con las calizas y cuarcitas del Grupo Cauçete de la sierra de Pie de Palo, Ramos y Vujovich (2000) los asignaron al Neoproterozoico-Paleozoico inferior.

Posteriormente, Castro de Machuca *et al.* (2002 a) describieron estructuras de tipo estromatolíticas y presencia de nódulos de pedernal en las calizas, y sobre esta base las correlacionaron con la Formación La Flecha de la Precordillera, sugiriendo así una edad cámbrica superior. Sobre la base de isótopos de Sr, Galindo *et al.* (2004 a) mencionaron que no es segura una correlación entre los carbonatos del cerro Pan de Azúcar y los del Grupo Cauçete. Estudios isotópicos realizados por Naipauer *et al.* (2005)

mostraron valores alterados en las relaciones Mn/Sr y de isótopos de oxígeno, por lo cual no se pudieron efectuar estudios interpretativos adecuados.

2.3. PALEOZOICO INFERIOR

COMPLEJO VALLE FÉRTIL

Este complejo, denominado Grupo Valle Fértil por Bossi (1976) y redefinido como Complejo Valle Fértil por Cuerda *et al.* (1984), aflora en la sierra homónima, continuación hacia el N de la sierra de La Huerta. El mismo abarca una serie de rocas metamórficas en diferentes facies y de rocas magmáticas, desde ultrabásicas a granitos.

Rocas metamórficas

Las metamorfitas afloran principalmente a lo largo del flanco occidental y sudoriental de la sierra de La Huerta, en la ladera oriental los asomos son de menor magnitud. Se extienden hacia el S, en la sierra de Las Imanas, y en las restantes lomas bajas alcanzando el cerro Guayaguas. Están representadas principalmente por gneises y esquistos junto con cuerpos de anfibolitas y mármoles cristalinos afectados por un metamorfismo de facies anfibolita a granulita. Dentro de las metamorfitas también se incluyen las calizas y cuarcitas de bajo grado metamórfico situadas en el sector occidental de la sierra de La Huerta y en el cerro Pan de Azúcar, así como las metacuarcitas y esquistos cuarcíticos intensamente milonitizados de las lomas de las serranías del Desierto, y los escasos esquistos grafiticos y talcosos mencionados por Simon y Rosello (1990) en el cerro Guayaguas.

A los efectos del mapeo y descripción de estas rocas, se han establecido tres unidades: Gneises, Anfibolitas y Mármoles y rocas calcosilicáticas.

Gneises (2)

Esquistos y gneises micáceo-granatífero-feldespáticos y cordieríticos. Migmatitas

En esta unidad se agrupan esquistos y gneises micáceo-granatífero-feldespáticos, así como migmatitas con cordierita y granate aflorantes principalmente en el sector occidental y sudoriental de la sierra de La Huerta, continuando hacia el sur en la sierra de Las Imanas hasta el cerro Guayaguas. Constituyen la roca de caja de los intrusivos ígneos paleozoicos.

En general son rocas foliadas de color gris verdoso oscuro y grano fino a medio. La foliación está dada por la alternancia de bandas oscuras con bandas claras.

Las bandas oscuras poseen entre 0,2 a 1 cm de espesor y textura lepidoblástica. Son ricas en biotita, en algunos casos con moscovita, además de cuarzo, plagioclasa y porfiroblastos de granate de 0,5 a 1 cm de diámetro; cuando hay feldespato alcalino, los cristales varían entre 2 y 3 milímetros. El epidoto es escaso y se orienta siguiendo la foliación de la roca. La cordierita en general está alterada; forma porfiroblastos de color verde claro de hasta 1 cm de diámetro.

Las bandas leucocráticas, cuyo espesor es variable entre 1 y 10 cm, tienen textura granoblástica y están compuestas por cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico, con escasos filosilicatos y granates. Como minerales accesorios se presentan circon, apatita y opacos. El cuarzo tiene en general extinción ondulosa a fragmentosa. La plagioclasa (andesina sódica a media) muestra maclas de albita y periclino. El granate, pardo rojizo, forma poiquiloblastos idioblásticos a subidioblásticos, con inclusiones de cuarzo y biotita, se advierten otros cristales de menor tamaño y homogéneos. La biotita es de color pardo rojizo y muestra pasaje a mica blanca.

Cuando las rocas están afectadas por deformación, a nivel intracrystalino se observa en el cuarzo extinción ondulosa a fragmentosa, poligonización y elongación de los cristales con contactos suturales. El maclado en la plagioclasa desarrolla terminaciones aguzadas, los feldespatos exhiben microfracturas al igual que los granates, los que poseen una ligera alteración a cloritas y epidotos. La sillimanita se halla en la variedad fibrolita, generalmente asociada a cuarzo o en los contactos entre granos de cuarzo y plagioclasa, donde es posible advertir restos de moscovita.

Estudios geoquímicos realizados sobre rocas similares, en el área de la loma de Las Chacras, fuera del ámbito de la Hoja, permiten inferir una procedencia sedimentaria para los mismos (Vujovich, 1995). Previley y Castro de Machuca (2004) reconocieron protolitos similares en rocas gnéissicas aflorantes en el cuerpo serrano principal de la sierra de La Huerta.

Presentan un plegamiento isoclinal apretado; se pueden reconocer variedades afectadas por deformación cataclástica, generalmente asociada a zonas de cizalla dúctil, lo que condujo al desarrollo de

protomilonitas y milonitas. En estos casos se observa, según el grado de deformación que los afectó, estiramiento de cristales de cuarzo y de feldespatos y granates con colas de presión asimétricas ricas en cuarzo.

En la quebrada Blanca, sector sudoriental de la sierra de La Huerta, Martino *et al.* (2004) reconocieron varias etapas deformacionales que afectaron tanto a los metasedimentos como a las rocas ígneas asociadas.

De acuerdo con las asociaciones minerales encontradas, la secuencia fue sometida a un metamorfismo regional de mediana presión y temperaturas intermedias a altas, facies anfíbolita hasta granulita.

En la sierra de Las Imanas, Galindo *et al.* (2004 b) determinaron una edad de $464,6 \pm 4,5$ Ma (isocrona Sm/Nd, roca total-plagioclasa.granate) que atribuyeron a la etapa M1 (migmatización) de las migmatitas con biotita-granate-plagioclasa allí reconocidas. Estos autores obtuvieron una edad TDM de 1628 Ma para estas rocas, las que presentan valores bajos de $\mu\text{Nd}_{(465)}$ (-6,4) y altas relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(465)}$ (0,710) sugiriendo un protolito sedimentario maduro. Edades similares fueron obtenidas en el sector de la loma de Las Chacras por McClelland *et al.* (2005) y Roeske *et al.* (2005), quienes además reconocieron un evento migmatizante más joven, asociado a una etapa extensional de edad devónica. La edad ordovícica del principal evento metamórfico reconocido en este cordón serrano es consistente con la obtenida por Rapela *et al.* (2001) en la sierra de Valle Fértil sobre rocas metasedimentarias similares y por Baldo *et al.* (2001) en la loma de Las Chacras.

Anfibolitas (3)

Las anfibolitas, generalmente asociadas a los esquistos y gneises biotítico-granatíferos, constituyen cuerpos de dimensiones variables desde pocos centímetros a decenas de metros, con formas tabulares o de *boudins*, dispuestos paralelamente a la foliación gnéissica. En la mayoría de los casos son de grano fino a medio, con orientación preferencial de los prismas de anfíbol y a veces con desarrollo de una foliación milimétrica.

Se distinguen variedades con hornblenda y epidoto, hornblenda y biotita y hornblenda y granate; en menor proporción se presentan anfibolitas hipersténicas y/o diopsídicas. Las variedades hornblendíferas epidóticas afloran en general en toda la sierra; las biotíticas se encontraron en el área de

la loma de Las Chacras y las granatíferas predominan en pequeños asomos al S del río de Las Chacras, en tanto que los tipos piroxénicos fueron mencionados por Castro de Machuca (1990) en el sector sur de la sierra de La Huerta.

Las texturas fluctúan entre granoblásticas a nematoblásticas, algunas con deformación cataclástica sobreimpuesta. En todas las variedades, el principal constituyente es la hornblenda, a veces ligeramente alterada a clorita y carbonato; algunos individuos pueden ser poiquiloblásticos, con inclusiones de los demás componentes de la roca. La plagioclasa (andesina cálcica y labradorita media) en general es xenoblástica a subidioblástica y presenta maclas según ley de albita-Carlsbad y de albita. En algunos casos se observa una ligera alteración a sericita, carbonatos, arcillas y epidoto. El cuarzo, xenoblástico, es escaso y tiene carácter intersticial.

En las variedades con biotita, este mineral es escaso y forma pequeñas escamas aisladas o alineadas a manera de bandas delgadas, con pleocroísmo castaño amarillento a castaño oscuro. En las anfibolitas con epidoto se advierten cristales subidiomorfos de pistacita y/o prismas idiomorfos de clinozoisita; el granate es incoloro, subidiomorfo y poiquiloblástico y composicionalmente corresponde a almandino (Vujovich, 1999).

Algunas anfibolitas tienen escasa cantidad de minerales opacos (2-3%) en granos anhedrales disseminados en la roca; como accesorios se determinaron apatita, titanita, circón y rutilo.

En ciertos casos, los componentes evidencian deformación intracristalina, tal como extinción ondulosa en el cuarzo, maclas deformacionales en la plagioclasa, microfracturas y granulación marginal en los anfíboles. De acuerdo con las paragénesis minerales determinadas en estas rocas, las mismas están afectadas por un metamorfismo regional de facies anfibolita.

Estudios geoquímicos permiten deducir un origen ígneo para las anfibolitas a partir de magmas de composición toleítica (Vujovich, 1993; Vujovich *et al.*, 1994, 1996) asociados a un ambiente tectónico de arco magmático.

Al igual que las metasedimentitas, esta unidad está perturbada por un plegamiento isoclinal y bandas de deformación milonítica.

Mármoles y rocas calcosilicáticas (4)

Cuerpos de mármoles aparecen intercalados concordantemente en la secuencia de gneises

biotítico-granatíferos y tonalíticos. El contacto entre las distintas unidades puede ser de tipo normal o bien tectónico. Los afloramientos son pequeños, conforman bancos cuyos espesores varían entre 2 y 20 metros; los más importantes se ubican en el extremo sur de la sierra, principalmente en las quebradas Blanca, San Pedro y Yanzi, y al S de la loma de Las Liebres, junto a las vías del ferrocarril. Fueron estudiados en detalle por Castro de Machuca y Bastías (1983) y Llano y Castro de Machuca (1984).

Las rocas son de color blanco rosáceo y amarillento y de grano medio a grueso. La textura es granoblástica, pasando a cataclástica cuando está deformada. Los principales constituyentes son calcita recristalizada y dolomita en forma subordinada; se observan además piroxenos alterados a serpentinas, clorita, cuarzo y minerales opacos. El diópsido es escaso, mientras que la periclasa, con alteración a brucita, es más frecuente. Los minerales accesorios son apatita, epidoto y opacos desferrizados, forsterita con alteración serpentínica y moscovita. En algunos casos se ven venillas de calcita y calcedonia.

Las rocas calcosilicáticas fueron mencionadas por Castro de Machuca (1990) en los contactos entre mármoles y anfibolitas. La textura es granoblástica y está compuesta por carbonato, diópsido, escapolita, grosularia, cuarzo, apatita, plagioclasa cálcica, hornblenda y epidoto.

Rocas magmáticas

Dentro del Complejo Valle Fértil se han reconocido rocas ígneas máficas a ultramáficas, tonalitas y dioritas cuarzosas, granodioritas, granitos y diques ácidos, los que se describirán a continuación.

Tonalitas y dioritas cuarzosas (5 y 6)

Las rocas aquí reunidas serían en parte equivalentes a los gneises tonalíticos mencionados por Mirré (1971) en la sierra de Valle Fértil, a los gneises biotítico-hornbléndicos y granolitas y granoblastitas determinadas por Castro de Machuca (1990) y Llano y Castro de Machuca (1984), y a los gneises diorítico-tonalíticos estudiados por Castro de Machuca *et al.* (1996 b) en la sierra de La Huerta. Los afloramientos abarcan gran parte de la sierra de La Huerta y también fueron reconocidos en las sierras de Las Imanas, La Carretilla y El Estanque y, más al S, en la loma de Las Catitas.

Los pasajes entre los dos tipos litológicos son frecuentes. La relación con los paragneises es

intrusiva (Ramos, 1988, com. personal), en parte modificada por la deformación, es común encontrar fajas de milonitas en el contacto entre ambas unidades (Vujovich *et al.*, 1996). En las sierras de Las Imanas y La Carretilla - El Estanque están afectadas por varias fases de deformación y alteración retrógrada como se verá más adelante.

Las tonalitas y dioritas cuarzosas son rocas macizas, de color gris verdoso oscuro, de grano fino a grueso, con desarrollo de foliación NNO dada por la orientación preferencial de los minerales máficos y de las plagioclasas, sin llegar a formar un bandeo. Debido a esta foliación es que algunos autores las denominan gneises.

Se caracterizan por la presencia de numerosos enclaves microgranulares máficos, lenticulares, de 15 a 20 cm hasta 1 m de longitud, dispuestos en fajas más o menos discontinuas, y escasos xenolitos de gneises biotítico-granatíferos. En general, los enclaves muestran contactos netos con la roca que los hospeda, menor granulometría y mayor concentración de mafitos. Los principales componentes son anfíbol y piroxeno, con escasa plagioclasa y a veces cuarzo; los minerales se orientan siguiendo la foliación de la roca hospedante.

Composicionalmente (Vujovich *et al.*, 1996), fluctúan entre tonalitas y dioritas cuarzosas. La proporción de minerales leucocráticos oscila entre 5 y 20% y la de melanocráticos entre 80 y 95%; en algunas variedades más leucocráticas la relación es de 30/70 a 60/40. Al microscopio, las tonalitas y dioritas cuarzosas tienen textura granosa, tendencia al desarrollo de un bandeo composicional y ligera deformación. Mineralógicamente, ambas están compuestas por cuarzo y plagioclasa (andesina sódica a cálcica para las tonalitas y andesina media a labradorita sódica en las dioritas cuarzosas). Los mafitos están representados por hornblenda, biotita, hipersteno y clinopiroxeno en cantidades variables, pudiendo faltar uno o más en las tonalitas. Ambos tipos de roca tienen mineral opaco (1-2%) y apatita y circón como accesorios transparentes.

Esta unidad está afectada por fajas de deformación dúctil que llevan al desarrollo de texturas miloníticas. Hacia el S, en el área de las sierras de Las Imanas, de la Carretilla y del Estanque, presentan a su vez la sobreimposición de una deformación frágil, dando origen a texturas cataclásticas (Castro de Machuca, 1990; Castro de Machuca y Carrizo, 1993 a).

Rocas máficas y ultramáficas (7)

Gabros, noritas, perknitas y peridotitas

Asociados al complejo tonalítico-diorítico se encuentran cuerpos de rocas máficas-ultramáficas de reducidas dimensiones, representados en el mapa geológico fuera de escala. Los afloramientos han sido reconocidos en el extremo sur, en el flanco oriental y en la región central de la sierra de La Huerta. Las primeras caracterizaciones de estos cuerpos fueron realizadas por Villar (1975, 1985), posteriormente fueron mencionados por Pezzutti y Godeas (1988, 1996), Castro de Machuca (1990), Castro de Machuca *et al.* (1995, 1996 b) y Vujovich *et al.* (1996).

Composicionalmente varían entre gabros, gabronoritas, noritas piroxénicas, piroxenitas, perknitas, lherzolitas y peridotitas. Son rocas macizas, de color verde oscuro a negro y grano medio a grueso. El contacto con la roca encajante generalmente es neto, en algunos casos a través de una zona de transición con formación de granolitas máficas, o bien de tipo tectónico con desarrollo de una zona de deformación dúctil (Castro de Machuca *et al.*, 1996 b). A escala microscópica la textura es granosa inequigranular alotriomorfa. Castro de Machuca *et al.* (1995) describieron texturas de cumulos tipo mesocumulos y heteroadcumulos en este tipo de rocas y destacaron la presencia de coronas, ya sean de ortopiroxeno rodeando a la olivina o de ortopiroxeno, clinopiroxeno y hornblenda. Los principales componentes son, en cantidades variables, olivina, hipersteno, augita, diópsido, labradorita sódica a media y hornblenda, además de espinelo. Como minerales accesorios se encuentran apatita, titanita y biotita. Los minerales opacos están representados por magnetita, cromita (en rocas ultramáficas), ilmenita y piritita, entre otros.

Algunas de estas rocas presentan evidencias parciales de haber sido afectadas por un metamorfismo de alta temperatura, proceso que originó texturas en mosaico (Castro de Machuca *et al.*, 1996 b).

De acuerdo con el comportamiento químico, estas rocas representarían cumulos máficos-ultramáficos formados en un ambiente de arco magmático (Vujovich *et al.*, 1996).

Recientemente, Castro de Machuca *et al.* (2002 b) describieron coronas de reacción atribuidas a procesos metamórficos en metagabros del extremo sur de la sierra de La Huerta; calcularon condiciones de P y T en facies de granulita (930°C y 7-8 kbars).

Posteriormente, Murra y Baldo (2006) mencionaron la presencia de cuerpos de metaperidotitas (Ol-Opx-Cpx-Am y Spl) y metapiroxenitas coroníticas (Opx-Cpx-Spl-Am-Pl) en el sector sur de la sierra de La Huerta y en la sierra de Las Imanas. Estos autores reconocieron en rocas máficas y ultramáficas de este sector un metamorfismo M1 que alcanzó los 730°C y $8,4 \pm 5$ kbar, el cual fue seguido por un metamorfismo M2 (720°C y 4,5 kbar) determinado en las coronas de reacción.

Granodiorita Valle Fértil (10)

Granodioritas

En el flanco oriental de las sierras de Valle Fértil-La Huerta aflora un complejo granodiorítico reconocido por Mirré (1976) como granodioritas gnéissicas y gneises granodioríticos, que intruye al basamento ígneo-metamórfico; en el ámbito de la Hoja Chepes ha sido registrado hasta aproximadamente la localidad de Chucuma.

Estas rocas, en parte con foliación sin-magmática (Galindo *et al.*, 1996), son de color gris rosado y grano medio, a veces con megacristales de feldespato potásico. Presentan xenolitos de tamaño variable, desde pocos centímetros hasta más de 1 metro, con contactos netos, de gneises biotíticos, anfibolitas y tonalitas y/o dioritas cuarzosas. En la quebrada de La Mesada, el contacto occidental con las tonalitas y dioritas cuarzosas no es fácil de establecer, en general media una zona de transición entre estas dos unidades donde se observa un incremento en el contenido de feldespato alcalino y una pérdida de la foliación que distingue a las tonalitas.

La textura en general es granosa y está formada por cuarzo, plagioclasa (oligoandesina-andesina ácida), feldespato potásico, biotita y escasa hornblenda. Ocasionalmente se ven mirmequitas. Apatita, circón, titanita y allanita son minerales accesorios.

Los afloramientos fueron perturbados, en parte, por deformación cataclástica, generalmente a lo largo de fajas angostas. En estos casos se advierte una deformación intracrystalina en el cuarzo, escasa microfracturación de los feldespatos y una muy incipiente recristalización de la biotita.

Granitos (11)

Granitos cataclastizados y leucogranitos

Afloran en el flanco occidental de la sierra de La Huerta principalmente desde la loma de Las

Chacras extendiéndose hacia el N hasta las cercanías del Morado. Son granitos cataclastizados, de coloración rojiza, alojados en forma concordante con la foliación milonítica que presenta la faja de deformación cataclástica. Según Vujovich (1995) están compuestos por feldespato alcalino rojizo, dispuesto en una matriz con cuarzo, feldespato alcalino y plagioclasa, en donde los filosilicatos forman menos del 1%. En algunos sectores se pueden observar texturas granudas hipidiomorfas relícticas, con desarrollo de mortero recristalizado entre los granos mayores de feldespato alcalino peritítico. El mortero está integrado por cuarzo, feldespatos y biotita. En otros sectores la matriz tiende a orientarse y los granos elongados de cuarzo y feldespatos se disponen en forma más o menos paralela, formando protomilonitas.

Marín y Ramos (1988) describieron, en las nacientes de la quebrada de La Virgen, un leucogranito con textura granosa alotriomorfa, con leve orientación de los minerales y está formado por plagioclasa (andesina sódica), cuarzo y feldespato alcalino y escasa biotita; minerales accesorios: apatita y circón (Pezzutti y Godeas, 1988). Otro cuerpo de mayores dimensiones se sitúa entre las quebradas del Mellizo y de La Virgen, corresponde a un leucogranito a leucogranodiorita, constituido por feldespato alcalino, plagioclasa (andesina sódica), cuarzo y biotita con textura granosa alotriomorfa. En ambos casos, los minerales muestran evidencias de una ligera alteración y cataclasis predominantemente frágil (Pezzutti y Godeas, 1988).

En las quebradas Arenosa, de los Chanchos, Blanca y Sanjuanina afloran cuerpos pequeños de granitos, los que fueron reunidos como Granito Arenosa por Pontoriero *et al.* (2001). Corresponde a una serie de cuerpos tabulares y discontinuos intruidos concordantemente con la foliación metamórfica de la roca de caja (principalmente metatonalitas). Son de color rosa anaranjado y de grano medio a grueso; composicionalmente dominan los monzogranitos, con escasos sienogranitos, de ambiente de arco magmático.

Diques ácidos (12)

Aplitas y pegmatitas

Pequeños diques de composición granítico-granodiorítica afloran en el flanco occidental de la sierra de La Huerta. Son cuerpos de dimensiones menores a 1 m de espesor, de color rojizo y grano grueso, formados por cristales de feldespatos frac-

turados entre los que se dispone material cuarzoso de menor grano. Al microscopio se advierte una textura blastoconada hipidiomorfa, integrada por cristales rotos de feldespato alcalino perfitico, plagioclasa y cuarzo, entre los cuales se dispone un mortero de cuarzo recrystalizado. En algunos casos se reconocen texturas cataclásticas.

Diques similares se han observado más al E, en el sector de la pampa de Laprida y en el flanco oriental de la sierra. La textura es granosa alotriomorfa y composicionalmente corresponden a leucogranitos. Los minerales principales son feldespato alcalino, cuarzo y plagioclasa, con muy escasa moscovita; muestran signos de cataclasis de tipo frágil y fracturas rellenas por carbonato y limonitas (Pezzutti y Godeas, 1988). Venas pegmatíticas compuestas principalmente por plagioclasa, escaso feldespato potásico, cuarzo y biotita fueron mencionadas por Minera TEA (1967) a lo largo de las quebradas de La Mesada y de Las Chicas, en el sector norte de la sierra.

Edad del Complejo Valle Fértil

Dada la continuidad litológica de las unidades reconocidas en la sierra de La Huerta con las identificadas en la sierra de Valle Fértil se interpreta que las mismas corresponden al mismo complejo ígneo, del Paleozoico inferior, conocido como arco magmático famatiniano. Si bien Mirré (1976) ubicó al Complejo Valle Fértil en el Precámbrico, sobre la base de la escasa a nula información radimétrica presente en ese momento (véase más abajo), y posteriormente Cingolani (en Varela *et al.*, 1996) mencionan una edad de 963 ± 86 Ma obtenida a partir de una isocrona Rb/Sr sobre gneises tonalíticos aflorantes a la altura de Valle Fértil, los datos más recientes permiten asignarle una edad paleozoica.

Las primeras dataciones radimétricas (K/Ar) realizadas en el área de la sierra de Valle Fértil, sobre anfibolitas y gneises permitieron reconocer dos ciclos ígneo-metamórficos, uno asignado al Pampeano, con edades entre aproximadamente 1000 y 600 Ma, y otro al Famatiniano, entre los 540 y 400 Ma (González y Toselli, 1974; Toubes Spinelli, 1984; Cuerda *et al.*, 1984; Linares y González, 1990).

Posteriormente, y en el sector de la sierra de La Huerta, Pontoriero y Castro de Machuca (1999) aportaron una edad de cristalización de 488 ± 22 Ma (K/Ar en hornblenda) para una metatonalita aflorante en la quebrada del Mellizo.

Más recientemente, Roeske *et al.* (2005) y McClelland *et al.* (2005) presentaron varias edades U/Pb SHRIMP sobre circones de tonalitas y dioritas aflorantes en las sierras de La Huerta y Valle Fértil y en la loma de Las Chacras. Estos autores señalaron que en la parte central de la sierra de La Huerta, la fase magmática principal se ubica alrededor de los 465 Ma; también reconocieron que los ortogneises deformados de la loma de Las Chacras, inmediatamente al oeste de la presente Hoja, pertenecen a este ciclo magmático, ya que presentan edades entre 470-465 Ma. Estas edades de cristalización son consistentes con las edades U/Pb SHRIMP sobre circones obtenidas por Pankrust *et al.* (2000) en gabros anfibólicos (478 ± 4 Ma) y granodioritas (470 ± 5 Ma) en la sierra de Valle Fértil. La edad de cristalización más antigua, hasta ahora determinada en este cordón serrano, corresponde a una tonalita aflorante en la sierra de Valle Fértil, la que arrojó una edad de ca. 513 Ma (McClelland *et al.*, 2005).

Esta edad indica que la actividad del arco magmático famatiniano se inició al menos en el Cámbrico superior en las sierras de La Huerta-Valle Fértil.

Los diques ácidos, graníticos a granodioríticos, de acuerdo con las relaciones intrusivas y las características texturales, podrían atribuirse a las etapas póstumas del magmatismo cámbrico-ordovícico. En la sierra de La Huerta, dentro del ámbito abarcado por la presente Hoja no se cuenta con dataciones radimétricas, aunque recientemente, en la loma de Las Chacras -flanco occidental de la sierra de La Huerta- Roeske *et al.* (2005) mencionaron diques graníticos cortando la foliación milonítica con edades de ca. 440 Ma. Esta edad es consistente con las edades de cristalización obtenidas por Galindo *et al.* (1996) para las pegmatitas que intruyen al basamento ígneo metamórfico en la sierra de Valle Fértil.

Rocas cataclásticas

Una importante faja de deformación que involucra rocas del basamento cristalino se extiende a lo largo del flanco occidental de la sierra de La Huerta. La misma fue reconocida desde el cerro El Morado al norte, hasta el cerro Guayaguas al sur.

En el sector de la sierra de La Huerta las rocas afectadas corresponden principalmente a esquistos biotítico-granatíferos, anfibolitas y granitoides. Evidencian deformación dúctil con formación de protomilonitas, milonitas y ultramilonitas, a las que se superimpuso una deformación frágil que originó cataclasis y brechas

de milonitas. Estas rocas en gran parte muestran signos de metamorfismo retrógrado, con creación de minerales correspondientes a facies esquistos verdes (Vujovich, 1995).

En el cerro Pan de Azúcar, como ya se citara, se halla la secuencia de calizas, cuarcitas y pórfiros graníticos, las que al haber sido dinámicamente metamorizadas, con escasa participación térmica, originaron milonitas y cataclasitas. En el ámbito de la sierra de Las Imanas, La Carretilla, El Estanque y en la loma Negra (cerro Gigantillo, según carta topográfica del IGM, sierra de Guayaguas, Hoja 3166-31) Castro de Machuca y Carrizo (1993 a) mencionaron que las rocas involucradas corresponden a gneises biotítico-granatíferos, gneises hornblendíferos y anfibolitas en facies anfibolita, los cuales fueron perturbados por un metamorfismo dinámico que llevó al desarrollo de milonitas. En la sierra de Las Imanas Galindo *et al.* (2004 b) mencionaron un evento (D2) asociado con la deformación milonítica y una etapa póstuma (D3) con características retrógradas.

Al igual que más al N, un evento posterior, en condiciones más frágiles, condujo a la formación de brechas cataclásticas de milonitas. Los minerales también evidencian procesos de reequilibrio en condiciones de menor presión y temperatura, equivalente a la facies esquistos verdes. En general son rocas de color verde oscuro grisáceo, con abundante clorita, epidoto y porfiroclastos de cuarzo y feldespatos con “colas” de presión. Presentan venillas (cuarzo-feldespaticas rosadas, con granos alargados de feldespato alcalino de 0,5 cm) paralelas a la foliación milonítica. Al igual que en la sierra de La Huerta, estas rocas polideformadas están intruidas por pórfiros graníticos, color rojizo, donde el feldespato está fracturado y las micas poseen alteración clorítica. Venas de calcita, de uno a 20 cm de espesor, rellenan las fracturas póstumas.

Hacia el S, en el área de la loma Negra (según carta topográfica del IGM, Sierra de Guayaguas, Hoja 3166-31) y en las lomadas de Las Catitas también reconocieron milonitas de metacuarcitas, esquistos cuarzo-moscovíticos y anfibolitas, en gran parte cubiertos por material regolítico. Son rocas de color gris oscuro a claro, de grano muy fino y con marcada foliación cataclástica, la cual origina una fuerte estructura planar. En algunos casos se observan porfiroclastos de feldespatos de 0,1 a 0,5 cm dispuestos en una matriz de grano muy fino.

En el cerro Guayaguas, según Simon y Rosello (1990) y Castro de Machuca y Carrizo (1993 b), afloran rocas miloníticas derivadas de gneises biotítico-granatíferos, esquistos ricos en grafito y bandas de esquistos talcosos intercalados entre esquistos cuarzo-micáceos y cuarzo-talcosos. Estas rocas, originalmente de facies anfibolita, muestran asociaciones minerales pertenecientes a la facies esquistos verdes, hecho que evidencia un metamorfismo retrógrado sobreimpuesto.

Edad

No se cuenta con dataciones radimétricas sobre estas rocas deformadas. Tentativamente y de acuerdo con las relaciones de campo y características texturales que presentan, sumado a la edad de metamorfismo (M1=D1 migmatización) de ca. 465 Ma (Galindo *et al.*, 2004 b) para las metamorfitas de la sierra de Las Imanas, la secuencia milonítica sobreimpuesta a estas rocas se podría haber desarrollado durante el Ciclo Famatiniano y posteriormente haber sido afectadas por una deformación en condiciones más frágiles y metamorfismo retrógrado.

Recientemente, Roeske *et al.* (2005) presentaron nueva información acerca de deformación milonítica ordovícica, a la que en parte se sobreimpone una faja de cizalla de edad devónica.

2.3.1. CÁMBRICO-ORDOVÍCICO

En este apartado se describirán los afloramientos del basamento ígneo-metamórfico que comprenden los bloques serranos de gran parte de la sierra de Chepes y de las sierras de Las Minas y Ulapes. Estudios previos de esta parte del basamento de las Sierras Pampeanas fueron realizados por Bodenbender (1911, 1912), Braccacini (1946, 1948), Frenguelli (1946 a, b; 1949), Turner y de Alba (1968), Caminos (1979), Ramos (1982) y recientemente, los efectuados por Pieters y Skirrow (1997).

En el presente trabajo, para el basamento cristalino se adoptaron las diferentes unidades litoestratigráficas propuestas por Pieters y Skirrow (1997): Complejo Metamórfico Olta (Cámbrico inferior) y las Migmatitas de este complejo, a las que junto con el Complejo Ígneo Chepes asignaron al Ordovícico. A continuación se describirán las unidades en forma parcialmente simplificada.

COMPLEJO METAMÓRFICO OLTA

Metasedimentitas, esquistos y gneises (8)

El Complejo Metamórfico Oltá aflora en las sierras de Chepes y de Los Llanos formando fajas elongadas con orientación meridiana. También se lo encuentra como inclusiones o enclaves dentro de las rocas ígneas y migmatitas del Complejo Ígneo Chepes. Esta unidad, descrita como Formación Oltá por Furque (1968), Caminos (1979) y Ramos (1982), ha sido reconsiderada por Pieters y Skirrow (1997) quienes propusieron la denominación de Complejo Metamórfico Oltá, agrupando en el mismo a rocas metasedimentarias tales como cuarcitas moscovítico-biotíticas y esquistos, pizarras y filitas ricos en cuarzo y micas, a los que se asocian escasas filitas, esquistos y gneises con mica, cuarzo y feldespato, esquistos y gneises con hornblenda y plagioclasa, y esquistos y gneises de composición granitoidea.

El Complejo Metamórfico Oltá está intruido en forma neta, por las plutonitas del Complejo Ígneo Chepes, sin aureolas de contacto importantes. El contacto con la unidad migmatítica de este complejo es gradacional y complejo.

Las rocas metasedimentarias son de color gris medio a oscuro, grano fino y presentan un bandeo paralelo producido por segregación metamórfica. Las bandas son desde milimétricas hasta de 2 cm, con alternancia de material félsico y micáceo. Localmente se advierten bandas de 20 a 50 cm de espesor, ricas en cuarzo, que alternan con paquetes micáceos.

Al microscopio, los metasedimentos psamíticos están formados por cuarzo (70-85%), biotita (5-20%), moscovita (5-15%), minerales opacos (<5%, principalmente magnetita), feldespato (plagioclasa y microclino; a veces < 10%) y escasa clinozoisita/epidoto y apatita (ambos <2%). La turmalina y el circón microcristalino son minerales accesorios. Los metasedimentos pelíticos son similares y transicionales con los derivados de psamitas; poseen entre 50-70% de cuarzo y 25-40% de micas. El cuarzo (\pm feldespatos), generalmente recristalizado, y las micas están diferenciados en bandas o lentes paralelos, de 0,5 mm hasta algunos centímetros de espesor. En las bandas, la biotita y moscovita se presentan en cristales aislados o en folias, en ambos casos tienden a estar orientadas paralelamente al bandeo.

El bandeo metamórfico y el arreglo subparalelo de las micas define una foliación S1 distintiva. También

se distinguen láminas de biotita y moscovita escasamente orientadas y porfiroblastos de cordierita discordantes o miméticos con respecto a la foliación S1.

Algunas rocas contienen más de 5% de porfiroblastos de cordierita. En los metasedimentos pelíticos, la asociación cordierita-clorita-biotita-moscovita indica condiciones metamórficas de baja presión/alta temperatura de la facies hornfels hornblendíferos. La existencia de parches irregulares de mica blanca podría sugerir andalusita pseudomorfa. La asociación cordierita-andalusita-feldespato potásico fue observada por Dahlquist y Baldo (1996), la misma indica que las condiciones metamórficas llegaron a la facies hornfels piroxénicos.

El Complejo Metamórfico Oltá muestra evidencias de que se alcanzaron condiciones de anatexis, aunque las rocas típicas de la zona de la sillimanita son muy raras. Metapelitas con la asociación sillimanita-feldespato potásico sólo fueron mencionadas por Dahlquist y Baldo (1996).

Con el incremento de la cantidad de feldespatos, los metasedimentos psamíticos y pelíticos pasan a metamorfitas grises, cuarzo-feldespático-micáceas. Estas rocas probablemente derivan de sedimentos feldespáticos o volcánoclasticos o de volcanitas félsicas a intermedias. Comparadas con los metasedimentos poseen menor cantidad de cuarzo (30-60%) y mayor abundancia de feldespatos (30-60%, plagioclasa y microclino). También presentan biotita (5-20%), moscovita (5-35%) y >2% de minerales opacos (principalmente magnetita); algunas contienen hasta 20% de cordierita y <2% de epidoto-clinozoisita. La foliación está dada por un bandeo fino de segregación, donde alternan minerales félsicos y micas con bandas de micas alineadas y paralelas.

Los esquistos o gneises con plagioclasa y hornblenda son de color verde mediano a oscuro y probablemente representan diques o pequeños cuerpos intrusivos emplazados en la secuencia metasedimentaria y/o intercalaciones volcánicas de composición intermedia. La composición y textura de estas rocas difiere en función del grado de metamorfismo, deformación y naturaleza de los protolitos, los cuales varían entre granitos y dioritas cuarzosas. Tienen cuarzo (25-55%), feldespatos (plagioclasa y microclino; 0-55%), biotita (0-20%), moscovita (0-20%) y hornblenda (0-65%). La magnetita (<5%) y la titanita (<2%) son constituyentes menores. La foliación es débil a moderadamente bien

desarrollada, definida por segregaciones lenticulares de cuarzo, micas subparalelas y ocasionalmente cristales de hornblenda y folias de biotita. La asociación mineral hornblenda-plagioclasa indica condiciones metamórficas de facies hornfels hornblendíferos.

Los gneises o esquistos granitoides, de color gris mediano, representan rocas intrusivas félsicas a intermedias metamorizadas y deformadas, las que fueron intruidas antes o durante la principal fase de metamorfismo. En algunos lugares estas rocas son difíciles de separar de los granitoides deformados y metamorizados del Complejo Ígneo Chepes.

La foliación principal S1 tiene rumbo NO-NE, con inclinaciones suaves a importantes, tanto al E como al oeste. Se observan escasos remanentes de charnelas de pliegues isoclinales contenidos dentro de la foliación (pliegues intrafoliales), los cuales sugieren una deformación por plegamiento paralelo al bandeado. La foliación principal está localmente deformada por pliegues abiertos a apretados, mesoscópicos a microscópicos, los que están acompañados por un clivaje o crenulación de plano axial (S1') más o menos bien desarrollado. Los porfiroblastos poiquilíticos de cordierita presentan una fábrica deformacional pre-metamórfica evidenciada por los trenes de inclusiones de opacos y micas (Dahlquist y Baldo, 1996). Esta fábrica temprana fue considerada por Pieters y Skirrow (1997) como asociada a una fase compresiva de deformación que produjo el plegamiento y las foliaciones S1 y S1', la cual fue probablemente acompañada por un metamorfismo regional, facies esquistos verdes.

Posteriormente, durante el Ordovícico inferior, la facies de metamorfismo de baja presión asociada con el emplazamiento del Complejo Ígneo Chepes, causó la recristalización y aumento de tamaño de grano preservando la vieja fábrica deformacional. La falta de orientación de los porfiroblastos de cordierita y en parte de las escamas de biotita y moscovita apoyan dos estadios de la historia metamórfica. Las fábricas S1 y S1' están regionalmente deformadas por una fase de cizallamiento asociada a una compresión E-O durante el Ordovícico superior. Este bandeado está interrumpido y sometido a *boudinage*, y localmente la foliación está rotada y se torna paralela a los planos de cizalla verticales a fuertemente buzantes. Durante esta fase de deformación, las rocas fueron afectadas por un metamorfismo retrógrado con formación de epidoto-clinozoisita, clorita y mica blanca, y recristalización del cuarzo. En zonas de alta concentración de la deformación, donde se desarro-

llaron milonitas, las foliaciones S1 y S1' están obliteradas por el cizallamiento.

Los afloramientos con arrumbamiento meridiano del Complejo Metamórfico Olta tienden a coincidir con las zonas de milonitas, posiblemente debido a que forman zonas de mayor debilidad entre los cuerpos de rocas plutónicas, relativamente más resistentes, del Complejo Ígneo Chepes. En estas zonas de milonitas, las diferentes litologías del Complejo Metamórfico Olta están tectónicamente mezcladas con las rocas plutónicas.

Edad

Edades U/Pb (sobre circones detríticos sin sobrecrecimiento metamórfico) fueron obtenidas de los metasedimentos. La edad mínima de proveniencia es de alrededor de 550 Ma (Camacho y Ireland, 1997; Sims *et al.*, 1998) y es interpretada como la edad máxima de sedimentación. Sin embargo, esta edad pudo haber sido afectada por un metamorfismo post depositacional causando pérdida de Pb a partir de una población más vieja. Esta edad se ubica en el límite Neoproterozoico - Cámbrico inferior.

Tanto Sims *et al.* (1998) como Pankhurst *et al.* (1998) reconocieron un evento metamórfico M1, de carácter relíctico en esta unidad. Inmediatamente al norte del ámbito de la Hoja, en las cercanías de Malanzán, Pankhurst *et al.* (1998) describieron metasedimentitas similares, de las que obtuvieron una errorcrona Rb/Sr de 513 Ma. Estos autores señalaron que este evento (M1) está disturbado por el metamorfismo de contacto (M2) asociado al emplazamiento de las rocas ígneas del Ordovícico. A su vez, mencionaron que las altas relaciones isotópicas iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que presentan los metasedimentos sugieren un aporte de material sedimentario maduro, continental.

El Complejo Metamórfico Olta fue tentativamente correlacionado con la Formación Tuclame (Lyons *et al.*, 1997) de las sierras de Córdoba. Circones y monacitas de rocas migmatíticas de la Formación Tuclame presentan edades U/Pb de 532 ± 12 y 533 ± 19 Ma (Camacho y Ireland, 1997). Estas edades fueron consideradas como indicadoras de la edad de la fase principal de metamorfismo (Ciclo Pampeano) en la Formación Tuclame.

Migmatitas (9)

La sierra de Chepes está integrada principalmente por extensos afloramientos de migmatitas del Com-

plejo Ígneo Chepes. Dentro de estos afloramientos están las metamorfitas anteriormente descritas y las Migmatitas del Complejo Metamórfico Olta, dispuestas en áreas elongadas de orientación meridiana, llegando a más de 13 km de largo por unos 8 km de ancho. Menos del 5% de la unidad está compuesta por granitos, granodioritas y tonalitas. Estos afloramientos se sitúan en la región centro-oeste y sudeste de la sierra de Chepes. La unidad está pobremente definida y es una mezcla de las diferentes litologías descritas anteriormente. Está rodeada por la migmatita del Complejo Ígneo Chepes con la cual muestra un contacto complejo y transicional. Por otro lado, presentan un contacto abrupto con los granitoides porfiríticos del Complejo Ígneo Chepes, aflorantes en la parte centro-oeste de la sierra de Chepes.

2.3.2. ORDOVÍCICO

COMPLEJO ÍGNEO CHEPES

Esta unidad es la dominante en el basamento expuesto en las sierras de Chepes, Las Minas y de Los Llanos (80% del área). Caminos (1979) y Ramos (1982) aplicaron el nombre de Formación Chepes para esta unidad y reconocieron las siguientes subdivisiones: Facies normal, Facies migmatítica y Facies porfirítica. Pieters y Skirrow (1997) propusieron denominarlo Complejo Ígneo Chepes debido a la amplia variedad litológica, contactos gradacionales entre las diferentes unidades y la complejidad estructural que presenta. Las amplias divisiones de Caminos (1979) y Ramos (1982) fueron confirmadas y de acuerdo con la nueva información obtenida ha sido subdividido en nueve unidades informales sin nombre definido, excepto las unidades formales Granito Asperezas y Granito Tuani y la informal Norita Quemado.

Las unidades consideradas en el Complejo Ígneo Chepes son las siguientes: Migmatita (13), Norita Quemado (14), Tonalita (15), Granodiorita (16), Granito biotítico (17), Granitoide (18), Granitoide porfirítico (19), Granito Tuani (20), Granito Asperezas (21), Migmatita, granitoide, tonalita (22), Migmatita, granito de dos micas (23), Complejo Ígneo Chepes no diferenciado (24) y Pegmatitas, aplitas y microgranitos (25).

Relaciones estratigráficas dentro del Complejo Ígneo Chepes

El orden de emplazamiento de las diferentes unidades plutónicas y la formación de las migmatitas

en este complejo están pobremente definidos así como los contactos, los cuales son generalmente gradacionales y complejos. Las relaciones estratigráficas fueron oscurecidas por la fase deformante compresiva y por el metamorfismo que los afectó a fines del Ordovícico. A pesar de ello, las edades isotópicas indican que ocurrieron varios pulsos magmáticos en un tiempo relativamente corto, los cuales se superponen en el tiempo en forma parcial.

El Granitoide porfirítico (19) aflorante en la sierra de Chepes forma grandes plutones que intruyen, con contactos netos, al Complejo Metamórfico Olta (8) y a la unidad Migmatitas (9) del mismo. También intruye a las unidades Migmatita (13) y Migmatita, granitoide, tonalita (22), con límites menos definidos.

En la sierra de Las Minas, el Granito Asperezas (21) está emplazado dentro de las unidades Granodiorita (16) y Granitoide (18), mientras que en la parte austral el contacto occidental es gradacional con la unidad Granito biotítico (17). En las sierras de Chepes y de Los Llanos, el Granito Asperezas (21) forma cuerpos intrusivos en las unidades Migmatita (13), Granitoide (18) y Granodiorita (16).

Cuerpos de leucogranito de grano medio a grueso, interpretados como pertenecientes al Granito Asperezas en la sierra de Chepes, están asociados con el Granito porfirítico (19), pero las relaciones de contacto no son claras. El leucogranito es posiblemente una fase altamente evolucionada del magma que produjo los granitoides porfiríticos.

Las unidades Granodiorita (16), Granito biotítico (17) y Granitoide (18) cubren grandes áreas en las sierras y se caracterizan por la abundante presencia de xenolitos máficos a intermedios, con biotita y hornblenda, escasez de moscovita primaria y susceptibilidad magnética media a alta. Sólo en algunos lugares forman plutones del tamaño *stock*, los cuales se destacan por ser elongados en dirección N-S. Los contactos de estas unidades están generalmente controlados por fallas y sólo con el Complejo Metamórfico Olta (8) están marcadamente definidos.

Con las unidades Migmatita (13, 22, 24), los contactos son difusos y muy complejos. Cuerpos pequeños de granodioritas y granitos en las unidades migmatíticas pueden ser comagmáticos con la Granodiorita (16), el Granito biotítico (17) y el Granitoide (18). La Tonalita (15) y la Norita Quemado (14) parecen ser fases intermedias a máficas genéticamente relacionadas con las unidades Granodiorita (16), Granito biotítico (17) y Granitoide (18).

El Granito Tuani (20), caracterizado por la abundante presencia de moscovita más biotita, y localmente cordierita, está espacialmente restringido a las áreas de afloramientos de las unidades Migmatita (13, 24, 23, 22) del Complejo Metamórfico Olta (8), y de la unidad Migmatita (9) de ese complejo. La mayoría de los cuerpos (incluyendo el neosoma de los complejos migmatíticos) son pequeños, con límites pobremente definidos.

Geoquímica

Desde el punto de vista del comportamiento geoquímico, las rocas plutónicas, migmatíticas y pegmatitas del Complejo Ígneo Chepes son en su mayoría meta-aluminosas y corresponden a granodioritas y en menor número a monzogranitos, sienogranitos y tonalitas. Por su contenido en K_2O pertenecen a la serie de alto K y en menor grado a la calcoalcalina. Tendencias calcoalcalinas también son definidas en el diagrama AFM al comparar los álcalis entre sí. Según Pieters y Skirrow (1997), al relacionar los elementos litófilos de iones grandes LIL y los HFS (*high field-strength elements*), siguiendo las propuestas de Pearce *et al.* (1984), las muestras se ubican predominantemente en el campo de los granitos de arcos volcánicos (VAG). Las rocas tienden a estar enriquecidas en elementos litófilos de iones grandes (LIL), como K, Rb, Ba y Th, con respecto a los elementos de HFS (por ejemplo Nb, Zr e Y). Las altas relaciones resultantes entre LIL/HFS son típicas de rocas formadas en procesos asociados con la subducción (Tarney y Saunders, 1979). Las bajas concentraciones de TiO_2 que presentan las muestras, con excepción de <1%, también son consistentes con otras rocas derivadas de arcos (Green, 1980). Mayor información del comportamiento geoquímico de estas rocas se puede obtener en Pieters y Skirrow (1997), Pankhurst *et al.* (1998, 2000) y en Dahlquist y Galindo (2004).

Sobre la base del comportamiento isotópico de rocas ígneas de este complejo, Pankhurst *et al.* (1998, 2000) infirieron que las mismas se emplazaron en una corteza continental madura, con edades modelo de 1600 - 1700 Ma; las tonalitas y granodioritas se habrían emplazado a poca profundidad y concomitantemente con el desarrollo de zonas de cizalla.

Edad

Pankhurst *et al.* (1996) realizaron dataciones Rb/Sr sobre roca total y Camacho e Ireland (1997)

obtuvieron edades de cristalización de circones por el método U/Pb. Los dos grupos de datos indican que las distintas fases magmáticas del Complejo Ígneo Chepes fueron emplazadas en un tiempo relativamente corto, entre 14 y 19 Ma. Sin embargo, las edades Rb/Sr sobre roca total son, en un promedio, 23 Ma más jóvenes que las de U/Pb de los circones. Es posible que el sistema Rb/Sr fuera afectado por el metamorfismo regional, facies esquistos verdes, asociado a la fase compresiva en el Ordovícico superior, y que por lo tanto la edad se encuentre parcialmente reseteada. Los valores U/Pb sobre circones sugieren que la unidad Granitoide (18) es ligeramente más vieja que las tonalitas y granitoides de composición similar asociados con las unidades portadoras de migmatitas (24 y 22). Los granitoides porfiríticos fueron datados como más viejos que las unidades portadoras de migmatitas y el Granito Asperezas tiene la segunda edad más vieja. Estas edades resultan conflictivas con las observaciones de campo, ya que tanto el Granitoide porfirítico (19) como el Granito Asperezas (21) intruyen a las unidades portadoras de migmatitas y al granitoide. Dado que sólo se cuenta con 5 análisis de edades U/Pb, los resultados deben ser tomados con precaución por las siguientes razones: la diferencia de años de las unidades está dentro o es cercana al límite de error, y el abanico de edades del magmatismo del Complejo Ígneo Chepes es relativamente corto (alrededor de 14 Ma).

Nuevas dataciones realizadas por Pankhurst *et al.* (2000) sobre la Granodiorita Chepes arrojaron una edad de cristalización de 483 ± 5 Ma (U/Pb SHRIMP en circones), la cual es consistente con los datos obtenidos previamente por Camacho e Ireland (1997) y Sims *et al.* (1998).

El escaso rango de edades de cristalización (491 - 477 Ma), las características geoquímicas y las relaciones de contacto en el campo indican que las unidades del Complejo Ígneo Chepes fueron emplazadas durante un evento magmático mayor en el Ordovícico inferior y que pertenecen a la misma suite ígnea (o batolito).

Pankhurst *et al.* (1996, 1998) observaron que las muestras de Granitoide porfirítico (19) y de Granito biotítico (17/Granito Asperezas) así como el granito de dos micas (Granito Tuani) tienen altas relaciones iniciales $^{87}Sr/^{86}Sr$ y que los valores de la relación inicial μNd entre -5 y -7 sugieren un importante componente metasedimentario en la fuente de los granitoides.

Migmatita (13)

Schlieren, nebulítica; enclaves de litologías del Complejo Metamórfico Olta; granito biotítico moscovítico; pegmatitas, aplitas; escasa granodiorita, tonalita

Esta unidad está expuesta de N a S en la parte central de la sierra de Chepes, en un área de 20-30 km de ancho, formando parte de una antigua peneplanicie ascendida. El contacto entre la Migmatita y el Complejo Metamórfico Olta es gradacional, es una zona donde los afloramientos continuos del Complejo Metamórfico Olta pasan a ser progresivamente más desmembrados y difusos. Presenta contactos gradacionales y netos con las rocas plutónicas del Complejo Ígneo Chepes. Está intruida por el Granito Asperezas y en algunos lugares por el Granitoide porfirítico (19). En otros sitios, la transición entre cuerpos plutónicos y la migmatita es a través de una zona de mezcla de las diferentes litologías.

Está constituida por diversos tipos de rocas, incluyendo remanentes del Complejo Metamórfico Olta, junto con granitoides y escasas rocas plutónicas intermedias emplazadas durante el período de migmatización. La proporción de migmatitas es alrededor del 60-70%. La distribución de los diversos tipos de rocas varía considerablemente de un lugar a otro sobre distancias tan cortas como 50 metros. Las áreas de afloramiento de los diferentes tipos de rocas son generalmente irregulares y a veces muy pequeñas. El tipo de migmatita más común es la estromatítica (Mehnert, 1968), donde el neosoma y el paleosoma forman bandas más o menos distintivas y tienen composiciones contrastantes. Las bandas poseen entre menos de 5 mm hasta 50 cm de espesor y son discontinuas, con formas lenticulares hasta de *pinch and swell*. El bandeo tiende a ser paralelo al rumbo meridiano de la estructura de las rocas metamórficas del Complejo Metamórfico Olta. En estadios más avanzados de la migmatización, las rocas pasan a ser migmatitas con estructura *schlieren* o nebulítica. En estas migmatitas los límites entre el paleosoma y el neosoma son más irregulares y difusos y estas fases sólo pueden ser reconocidas por las diferentes proporciones en su contenido mineral. En este estadio, las migmatitas se funden en los granitoides magmáticos.

El paleosoma de las migmatitas está formado por las diferentes litologías del Complejo Metamórfico Olta, aunque en las migmatitas tienden a tener mayor grado y ser de grano más grueso. Con el avan-

ce de la migmatización, las litologías del paleosoma y neosoma pasan progresivamente a ser más homogéneas y eventualmente forman granitoides en los cuales los elementos de la fábrica planar original están sólo preservados como *schlieren*. En el paleosoma se observan porfiroblastos ecuanes de plagioclasa o feldespato potásico y localmente de cordierita anhedral. También se reconocen porfiroblastos de feldespato potásico en migmatitas nebulíticas y *schlieren* o granitoides donde la migmatización alcanzó un estadio avanzado de homogeneización. Un aspecto típico, asociado al complejo migmatítico, son segregaciones equidimensionales de cuarzo lechoso a grisáceo de 4 a 10 cm, dispersas en el mismo.

El neosoma comprende dos tipos de leucosoma: monzo- o sienogranitos (con moscovita-biotita de grano fino a medio y pegmatitas con moscovita) y granodioritas. La plagioclasa es anhedral a subhedral, equidimensional y presenta escasas variaciones composicionales. El feldespato potásico (microclino) es anhedral, relativamente grueso y ocasionalmente poiquilítico, mientras que el cuarzo aparece como agregados irregulares. Los leucosomas están generalmente separados del paleosoma por el melanosoma, el cual compone una delgada banda de una roca de color gris oscuro a negro con biotita-feldespato y cuarzo, la cual en algunos lugares contiene además hornblenda y cordierita. La biotita forma agregados paralelos, alineados, con igual orientación que el bandeo. El contacto con el paleosoma es gradacional y con el leucosoma abrupto. Las rocas del neosoma conforman cuerpos lenticulares discontinuos de más de 50 cm de espesor. Con el avance de la migmatización, el paleosoma y el neosoma comienzan a estar progresivamente más rotos e intermezclados y eventualmente es imposible diferenciar las dos fases.

Las litologías migmatíticas varían en su composición entre monzo- o sienogranitos hasta granodioritas y tonalitas. Los contactos entre las migmatitas y granitoides son tanto netos como difusos o gradacionales; en algunos lugares no es claro si el granitoide representa un estadio avanzado de la migmatización o está constituyendo cuerpos magmáticos derivados de niveles corticales inferiores. Los cuerpos granitoides, que fueron observados, varían en tamaño y forma desde enclaves irregulares de 1 a 30 m hasta diques y *stocks*.

La fábrica estructural principal en la migmatita está dada por una orientación meridiana de la foliación. La misma está definida por un bandeo composicional, por el alineamiento paralelo de la

biotita y de los agregados de biotita con o sin hornblenda y cordierita. Esta foliación paralela está casi totalmente controlada por la fábrica estructural de las metamorfitas del Complejo Metamórfico Olta. El bandeado migmatítico está sólo deformado localmente por pliegues aislados disarmónicos o desraizados y, dado que no hay evidencias de una fábrica linear o planar formada bajo condiciones de metamorfismo de grado medio a alto, es que se considera que el evento metamórfico-magmático tuvo lugar en un ambiente tectónico pasivo. Las asociaciones minerales de las metamorfitas del Complejo Metamórfico Olta y de las migmatitas indican que el ambiente tectónico presentaba condiciones metamórficas de baja presión.

Las litologías de las migmatitas y granitoides están alteradas y deformadas bajo condiciones de esquistos verdes. La plagioclasa está parcialmente transformada a sericita, moscovita secundaria y epidoto-clinozoisita, la biotita a clorita, epidoto-clinozoisita y titanita y el cuarzo está recristalizado a un agregado granoblástico-poligonal. Localmente están afectadas por cizallamiento y cortadas por una foliación espaciada, ambas con dirección N, y se han transformado en milonitas en zonas de alta deformación. La foliación espaciada está definida por la reorientación de la biotita y por agregados, lentes y cintas de cuarzo recristalizado.

Edad

No se cuenta con datos U/Pb sobre circones en rocas formadas por anatexis. Sin embargo, una muestra de granodiorita biotítica del Complejo Ígneo Chepes no diferenciado (24) presenta una edad de 478 ± 7 Ma y una muestra de tonalita con biotita y hornblenda de la unidad Migmatita, granitoide, tonalita (22) dio un valor de 481 ± 5 Ma (Camacho e Ireland, 1997). En ambas unidades las rocas plutónicas están espacialmente asociadas con la migmatita.

Norita Quemado (14)

Norita hornblendífera; escaso gabro, cuarzo diorita y tonalita

Noritas, gabros y dioritas fueron mapeados en el S (río del Quemado) y N (río del Balde) de la sierra de Las Minas y en el sector centro-occidental de la sierra de Chepes (pampa del Chañar). Al S del río del Quemado, exposiciones de rocas máficas fueron interpretadas a partir de fotografías aéreas.

Ramos (1982) reportó la presencia de rocas plutónicas máficas en las sierras de Chepes y de Las Minas y las asignó como una subdivisión informal de la Formación Chepes. La unidad se distingue y es mapeable a escala 1:100.000 y por ello se introdujo el nombre de Norita Quemado, dado que aflora en el río del Quemado, en la parte sur de la sierra de Las Minas, donde se encuentra bien expuesta en un bajo topográfico y es fácilmente accesible con vehículo.

El límite superior es subhorizontal o suavemente buzante y está cubierto por granitoides del Complejo Ígneo Chepes y, en la pampa del Chañar, por metasedimentos del Complejo Metamórfico Olta. Las rocas que las cubren forman las elevaciones que rodean las depresiones.

En la pampa del Chañar, la unidad está cortada por una pegmatita de unos 10 m de espesor, portadora de granate y turmalina y, en otros lugares, por venas aplíticas.

Las rocas características son noritas, gabros y dioritas de grano grueso, pero en las zonas marginales las composiciones y las texturas son más variables.

En los dos afloramientos de la sierra de Las Minas, donde la unidad está en contacto con granitoides, la composición de las rocas oscila entre norita-gabro a diorita cuarzosa y tonalita. Es común el bandeado composicional y textural (tamaño de grano); el espesor de las bandas varía entre 4 a 15 centímetros. Hacia el contacto con las metasedimentitas del Complejo Metamórfico Olta, las noritas y gabros decrecen en tamaño de grano desde medio (con fases gruesas de piroxenos y hornblenda) a medio y fino, y la composición de la roca máfica comienza a ser híbrida.

En la mayoría de las exposiciones estas rocas están escasamente tectonizadas y alteradas. Son masivas en comparación con los granitoides y metasedimentitas que las rodean. Diaclasamiento y fracturamiento presentan un espaciado amplio. Sólo localmente están débilmente foliadas.

En sección delgada, las noritas y gabros consisten en plagioclasa, ortopiroxeno y clinopiroxeno, con cantidades variables de hornblenda y escasa biotita (<2%); la magnetita es un accesorio común. La hornblenda generalmente forma cristales grandes, esqueléticos, poquilíticos, ópticamente continuos, y encierra plagioclasa, orto- y clinopiroxeno. El reemplazo del piroxeno y de la hornblenda por anfíboles secundarios varía entre parcial y total. Otros minerales secundarios son epidoto-clinozoisita, clorita, actinolita y sericita y, donde el cuarzo está presente,

el mismo está recrystalizado a un agregado granoblástico poligonal de grano fino. La naturaleza de los minerales secundarios indica que la roca fue sometida a un metamorfismo de facies esquistos verdes.

Una roca máfica de grano fino colectada de la zona marginal, cerca del contacto con las metasedimentitas contiene, además de plagioclasa, hornblenda, orto- y clinopiroxeno (cerca del 50%), cantidades relativamente importantes de cuarzo recrystalizado, feldespato potásico y clinozoisita. Esta composición híbrida es probablemente el resultado de la reacción con la roca de caja.

La susceptibilidad magnética de las rocas máficas varía entre 500 a 5500 x 10⁻⁵ SI. En el afloramiento del área del río del Quemado está localizada en una zona elongada en dirección N-S, de unos 10 km de largo, caracterizada por una fuerte señal magnética y una baja señal radimétrica.

De las observaciones de campo no queda claro si la roca máfica intruye a los granitoides y metasedimentitas como cuerpos discretos (por ejemplo diques) o si ellas forman cuerpos máficos sinplutónicos emplazados en un magma félsico parcialmente cristalizado.

Tonalita (15)

Tonalita que grada a granodiorita

Las exposiciones de esta entidad están restringidas a la parte austral de la sierra de Las Minas. Sin embargo, aunque en forma minoritaria, las tonalitas forman parte de las unidades migmatíticas y granodioríticas y de los granitoides del Complejo Ígneo Chepes. La Tonalita, junto con la Norita Quemado, a la cual ésta encierra, se caracteriza por una alta señal magnética y baja respuesta radimétrica.

Caminos (1979) incluyó a esta unidad en la Facies normal de la Formación Chepes, compuesta por granodioritas y tonalitas masivas, las que gradualmente pasan a la unidad Granitoide (18) que la rodean. A su vez, el contacto con la Norita Quemado también parece ser gradacional.

La roca tipo característica es una tonalita grisácea, de grano fino a medio, la que grada hacia granodiorita. Localmente, la granodiorita forma cerca del 50% de los afloramientos.

Los minerales principales formadores de la tonalita son plagioclasa (30-45%), cuarzo (19-40%), biotita (5-20%) y hornblenda (0-35%). Los constituyentes minoritarios incluyen magnetita (<5%),

moscovita (<5%), epidoto primario (<1%), allanita (<1%), titanita (<1%) y localmente ortopiroxeno (<15%).

La plagioclasa tiende a ser de grano grueso y generalmente es tabular subhedral; presenta una zonación normal, con una variación composicional desde oligoclasa a labradorita. Biotita y hornblenda generalmente son subhedralas. El epidoto primario y la allanita tienden a ser intersticiales. Se observó al ortopiroxeno encerrando a la magnetita. El cuarzo está recrystalizado a un agregado fino granoblástico poligonal, generalmente constituyendo cintas alineadas paralelas. La plagioclasa, en particular en los centros, está alterada a epidoto-clinozoisita de grano fino o microcristalino, en tanto la biotita está reemplazada en grado variable por clorita y epidoto-clinozoisita.

Las rocas fueron afectadas por deformación y metamorfismo regional de facies esquistos verdes.

El desarrollo de una foliación débil a moderada está definido por las cintas de cuarzo y las "colas" de biotita recrystalizada. En algunos lugares hay "colas" de biotita de grano fino en biotitas de grano medio.

La susceptibilidad magnética de las muestras de tonalita recolectadas en toda la unidad es moderada a alta, variando entre 300 a 1500 x 10⁻⁵ SI.

Granodiorita (16)

Granodiorita, monzogranito a tonalita

La Granodiorita está expuesta a ambos lados del Granito Asperezas y en la unidad Granito biotítico (17) en la parte oriental de la sierra de Las Minas; también aflora en la parte norte y en el extremo sur de la sierra. A lo largo del flanco oriental de la sierra de Las Minas, la Granodiorita está abruptamente limitada por la falla presente en ese sector. Debido al carácter gradacional de los límites, la distribución de las unidades Granodiorita (16), Granito biotítico (17) y Granitoide (18) está basada en gran parte en sus propiedades geofísicas. El área de afloramientos posee una topografía alta, con un relieve moderado a bajo y con crestas amplias redondeadas a planas.

Caminos (1979) y Ramos (1982) la incluyeron en las Facies normal de la Formación Chepes, formada por granodioritas y tonalitas masivas, intruidas por diques y venas de aplita y pegmatita.

Las rocas son principalmente de color gris claro, que pasa a gris medio donde se advierte una cantidad relativamente alta de biotita. En ciertos casos son rosado claras a rosado verdosas. El tipo princi-

pal es una granodiorita que contiene 5 a 20% de biotita y en algunos lugares hasta 5% de hornblenda. A escala regional varía entre monzogranito y tonalita.

A nivel de afloramientos se observan cambios composicionales y, en menor grado, texturales, los que son entre abruptos a gradacionales. Los mismos están representados por un bandeado ígneo, con alternancia de bandas ricas en biotita - hornblenda y bandas félsicas (con o sin feldespato potásico), junto con la ocurrencia de *schlieren* ricos en biotita en las granodioritas más félsicas, y por la presencia de enclaves graníticos a tonalíticos y con formas irregulares, en la granodiorita.

Los xenolitos están ampliamente distribuidos y en algunos lugares forman entre el 20 y 30% de la roca. La composición es diorítica o diorítica cuarzosa con 20% a 60% de biotita, generalmente poseen hornblenda (<10%). Algunos xenolitos contienen fenocristales de feldespato de grano fino a medio. El tamaño de los xenolitos es de hasta 100 cm, aunque los tamaños más comunes varían entre 5 y 20 centímetros.

La mayoría de los contactos con la roca de caja son abruptos, aunque también se observan contactos gradacionales. En zonas de alta deformación, como a lo largo del margen occidental de la sierra de Las Minas, los xenolitos están aplastados, predominantemente a lo largo del rumbo norte. Son raros los enclaves de migmatitas en la granodiorita, por ejemplo en la parte austral de la sierra de Las Minas.

La granodiorita típica está constituida por cuarzo (15-30%), plagioclasa (30-50%), feldespato potásico (10-25%), biotita (10-15%), hornblenda (<10%) y minerales accesorios como magnetita y circón. El cuarzo está recrystalizado a un agregado con textura granoblástica poligonal y/o deformado a granos con extinción ondulosa y bordes suturales. La plagioclasa forma cristales subhedrales generalmente con zonación normal; presenta alteración en los centros a epidoto-clinozoisita (microcristalinos), epidoto fino y sericita y moscovita fina. El feldespato potásico, predominantemente microclino, es relativamente grueso, anhedral y escasamente alterado a caolinita. La biotita y hornblenda se hallan mayormente como cristales aislados, pero también agrupadas; la biotita muestra un reemplazo variable por clorita, epidoto y titanita, y la hornblenda por anfíbol secundario. Una fase minoritaria, aunque característica, es la existencia de epidoto primario y

allanita; en algunos casos el epidoto primario está nucleado sobre la allanita. Es difícil reconocer el epidoto primario del secundario, el que se encuentra ampliamente distribuido; sin embargo, este último es generalmente más pleocroico, está intercrecido con clinozoisita y asociado a plagioclasa y biotita, entre otros minerales, a los cuales reemplaza. La titanita y el circón son minerales accesorios comunes; el circón aparece en la biotita rodeado por halos pleocroicos.

Estas rocas fueron afectadas a escala regional por una deformación compresiva y metamorfismo de facies esquistos verdes, indicados por la presencia de plagioclasa y microclino deformados, por cuarzo recrystalizado, por foliación y cizallamiento, por xenolitos aplastados y por asociaciones de minerales secundarios.

Edad

Dado que las rocas plutónicas del Complejo Ígneo Chepes están genéticamente relacionadas, los valores U/Pb sobre circones de 490 ± 5 Ma y 495 ± 7 Ma para el Granitoide (18) y el Granito Asperezas (21), respectivamente, proveen una edad soporte para esta unidad.

Granito biotítico (17)

El Granito biotítico está expuesto en la parte oriental y extremo noroeste de la sierra de Las Minas y en las sierras de Chepes y de Los Llanos. Las áreas de afloramientos son generalmente elongadas en dirección N-S. A pesar de estar parcialmente cubiertas por sedimentos aluviales, los grandes cuerpos reconocidos asoman como plutones discretos en la parte NE de la sierra de Chepes. Este plutón se encuentra extendido en la dirección N-S y presenta un largo de 25 km por 5 km de ancho. La topografía del granito es alta, con un relieve moderado y cumbres planas a redondeadas, formando colinas, peñas, pavimentos y diques irregulares.

Camino (1979) y Ramos (1982) incluyeron a esta unidad en la Facies normal de la Formación Chepes, como granodioritas y tonalitas masivas.

El Granito biotítico es transicional con el Granito Asperezas y la unidad comagmática mencionada anteriormente. Los límites están pobremente definidos, sin embargo, las señales radimétricas y magnéticas del Granito biotítico son muy característi-

cas y la ubicación de los límites está basada principalmente en las propiedades geofísicas. El contacto con el Complejo Metamórfico Olta es claramente intrusivo y bien definido; es intrusivo en la Migmatita (9) de ese complejo. En el sector sudoccidental de la sierra de Chepes se presenta como dos cuerpos irregulares, elongados N-S; el cuerpo sur está emplazado en el Complejo Intrusivo Chepes no dividido y el cuerpo norte en el Granitoide porfirítico. Ramos (1982) asignó estos cuerpos al Granito Asperezas.

La roca tipo más común es un monzogranito color rosado claro a gris claro, de grano fino a medio, equigranular a seriado con feldespato potásico relativamente grueso y homogéneo. En algunos lugares pasa a, o está cortado por, venas o diques de leucogranitos y aplitas (parcialmente Granito Asperezas), también fueron observadas granodioritas. El monzogranito contiene entre 2-15% de biotita. Los xenolitos son comunes sólo localmente, se presentan redondeados a ovales con límites netos así como gradacionales y llegan a medir hasta 6 cm de largo; consisten en una microdiorita biotítica o microdiorita cuarzosa con 30-60% de biotita.

Las rocas están deformadas y metamorfizadas de manera similar al Granito Asperezas.

Edad

Los valores U/Pb sobre circones de 490 ± 5 Ma y 495 ± 7 Ma de la unidad Granitoide (18) y del Granito Asperezas (21) respectivamente, a los cuales el Granito biotítico se encuentra genéticamente relacionado, proveen una edad soporte para el mismo.

Granitoide (18)

Granodiorita y granito biotítico

Esta unidad está ampliamente distribuida en la parte norte de la sierra de Chepes continuando hacia el N en el sector austral de la sierra de Los Llanos, en el NO de la sierra de Chepes y en la sierra de Las Minas. Está conformada por granodiorita (25-75%) y granito biotítico (25-75%), además de escasa tonalita y leucogranito. El contacto con el Complejo Metamórfico Olta es intrusivo y bien definido, en tanto con la Migmatita (13) y la Migmatita, granitoide, tonalita (22) es en general gradacional y, localmente, neto. En algunos lugares, el Granitoide está intruido por el Granito Asperezas.

Los tipos de rocas que forman esta unidad están descritos en Granodiorita (16) y en Granito biotítico (17).

Edad

Sobre la base de un análisis U/Pb sobre circón, la edad de la granodiorita biotítica hornblendífera es de 490 ± 5 Ma.

Granitoide porfirítico (19)

Granodioritas biotíticas, monzogranitos a tonalitas

Camino (1979) y Ramos (1982) incluyeron a esta unidad en la facies Granodiorítica porfirítica de la Formación Chepes. El Granitoide porfirítico está expuesto en cuerpos con formas arriñonadas a ovales en la sierra de Chepes. El cuerpo mayor tiene una longitud de 17 kilómetros.

Los plutones de Granitoide porfirítico intruyen al Complejo Metamórfico Olta (8) y a la unidad Migmatitas (9) y generalmente tienen límites bien definidos. El contacto es principalmente empinado a vertical pero en algunos lugares es suavemente buzante a subhorizontal, sobreyaciendo los granitoides porfiríticos al Complejo Metamórfico Olta. Las aureolas de contacto están pobremente desarrolladas. El contacto con la unidad Migmatita (13) del Complejo Ígneo Chepes es también intrusivo. El Granitoide porfirítico está intruido por el Granito Asperezas y por el Granito biotítico (17).

La roca típica es una granodiorita biotítica porfirítica de grano medio a grueso, pero la unidad cubre un amplio rango tanto en composición como en texturas. La granodiorita grada a monzogranito y a tonalita y, además de las texturas porfíricas, también son comunes las seriadas y las equigranulares. Los fenocristales son de feldespato alcalino. La asociación mineral es similar a la de la Granodiorita (16), Granito biotítico (17) y Tonalita (15), excepto que la presencia de hornblenda es menos común. Los efectos de deformación y metamorfismo regional, facies esquistos verdes, son los mismos que para las otras unidades del Complejo Ígneo Chepes.

Edad

El Granitoide porfirítico es aparentemente comagmático con las unidades Granito biotítico (17), Granodiorita (16) y Granitoide (18) y con el Granito Asperezas, y por ello la edad se ubicaría entre 478 y 490 Ma.

Granito Tuani (20)

Monzogranitos y sienogranitos

El granito con biotita y moscovita es la roca tipo más común del Granito Tuani, asociado con la unidad Migmatita (13) y en menor grado con la Migmatita (9) del Complejo Metamórfico Olta. Sólo en algunos lugares los afloramientos alcanzan un tamaño adecuado para el mapeo a escala 1:100.000. Dentro del ámbito de la Hoja Chepes hay pequeñas exposiciones en el sector más austral de la sierra de Las Minas y en el extremo del bloque oriental de la misma sierra, alrededor de los 30°49' L.S. También está ampliamente distribuido a lo largo del margen sur de la sierra de Chepes, al O de Chepes Viejo, y en un cerrillo aislado al SO de esta localidad.

El nombre de Monzogranito Tuani fue introducido por Dahlquist y Baldo (1996) y el de Granito Tuani por Pankhurst *et al.* (1996). Si bien esta unidad aún no está formalmente definida, Pieters y Skirrow (1997) prefirieron usar esta última nominación, que es la que se adopta para este trabajo. Presenta un contacto intrusivo bien preciso con el Complejo Metamórfico Olta, en tanto el contacto con la unidad Migmatita (9), es complejo y gradacional.

La litología típica del Granito Tuani está conformada por monzo- y sienogranitos con moscovita-biotita (cordierita). Las rocas son de color rosado claro, de grano fino a medio, equigranular a seriado y están compuestas por cuarzo (15-50%), feldespato potásico (microclino, 15-30%), plagioclasa (albita-oligoclasa, 0-30%), moscovita (5-15%), biotita (0-15%) y cordierita (0-20%). Pankhurst *et al.* (1996) reportaron la presencia de sillimanita en algunos granitos cordieríticos. Los minerales accesorios son circon, opacos y, ocasionalmente, turmalina.

Tal como otras unidades del Complejo Ígneo Chepes, los granitos han estado sujetos a deformación y metamorfismo regional de facies esquistos verdes. La foliación débil a moderadamente bien desarrollada está definida por la alineación subparalela de biotita y moscovita y por cintas y lentes de cuarzo. El feldespato está parcialmente sericitizado, la plagioclasa más cálcica muestra alteración a clinozoisita-epidoto fino a microcristalino y la biotita se altera, a lo largo del clivaje, a clorita y epidoto. El cuarzo está mayormente recrystalizado a una matriz fina granoblástica poligonal, mientras que la biotita y la moscovita se encuentran parcialmente recrystalizadas. Las rocas son predominantemente peraluminosas y generalmente tienen características consistentes con granitos tipo

S (Pankhurst *et al.*, 1996, 1998; Rapela *et al.*, 1996). Según estos últimos autores presentan relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,710$ y valores de $\mu\text{Nd} < -6$ soportando un origen a partir de fundidos corticales de la roca de caja, posiblemente con algo de mezcla con la *suite* calcoalcalina.

Edad

Pankhurst *et al.* (1996), basándose en las edades Rb/Sr que obtuvieron, llegaron a la conclusión que la fase magmática del Granito Tuani y el magmatismo que produjeron las fases granodiorítica con biotita (\pm hornblenda) y granítica del Complejo Ígneo Chepes fueron contemporáneos sobre un intervalo de tiempo entre los 452 y 471 Ma. Las dataciones U/Pb sobre circones sugieren que las edades Rb/Sr fueron reseteadas (Camacho e Ireland, 1997). Posteriormente, Pankhurst *et al.* (2000) obtuvieron para este granito cordierítico una edad de intrusión de $479,4 \pm 3,9$ Ma (U/Pb SHRIMP en circones), y a su vez, destacaron la presencia de circones heredados con edades de proveniencia que varían entre el Cámbrico y el Neoproterozoico a Mesoproterozoico.

Granito Asperezas (21)

Monzogranito leucocrático

Esta unidad se expone en la sierra de Las Minas y en forma dispersa en las sierras de Chepes y de Los Llanos formando cuerpos elongados en dirección N-S, cuyos tamaños varían entre diques de 50 m hasta *stocks* de 8 km de longitud por 2 km de ancho. Los cuerpos de granito componen crestas relativamente resistentes, de color rosado claro a blanco, casi desprovistas de vegetación. Los afloramientos constituyen colinas abruptas y superficies irregulares.

Los contactos con las unidades Granito biotítico (17), Granodiorita (16), Granitoide (18) y Granitoide porfirítico (19) varían entre gradacionales y abruptos. En la parte sur de la sierra de Las Minas, donde el Granito Asperezas en su parte occidental pasa a Granito biotítico, el límite está pobremente definido y la posición es aproximada. Por otro lado, el contacto oriental con la Granodiorita (16) es neto y con las rocas de la Migmatita (13) son intrusivos y bien marcados.

El color es rosado claro a blanco, de grano fino a grueso, seriado, con feldespato potásico relativamente grueso y homogéneo. Los xenolitos son es-

casos y muy pequeños (0,5 a 2 cm) y consisten en microdioritas ricas en biotita y dioritas cuarzosas.

La unidad está cortada por pegmatitas y venas aplíticas y localmente también pasa a granito pegmatítico y a granitos de grano fino o aplitas. La fase pegmatítica probablemente representa el estadio final de la diferenciación por cristalización fraccionada del magma que produjo el Granito Asperezas.

La roca tipo característica es un monzogranito leucocrático compuesto por feldespato potásico (30-60%, mayormente microlino; escasa ortoclasa), plagioclasa rica en Na (10-30%), cuarzo (20-50%), <5% de biotita y circón como mineral accesorio. El microclino es euhedral y perfitico, relativamente fresco, en parte deformado por flexura. La plagioclasa es anhedral a subhedral y en general está más o menos reemplazada por sericita y epidoto-clinzoisita formando cristales finos y agregados microcristalinos. La biotita parda aparece como cristales individuales y en agregados pequeños, orientados subparalelamente, está alterada a clorita a lo largo del clivaje y en los márgenes. La moscovita de grano fino es un mineral secundario (<2%) asociado al feldespato y la biotita.

Las rocas se encuentran deformadas en forma variable y la asociación de minerales secundarios indica que han sido sujetas a un metamorfismo de facies esquistos verdes. Los cuerpos elongados presentan una orientación meridiana, paralela a la de la foliación discontinua y espaciada y a la orientación de las zonas de cizalla frágil-dúctil ubicadas entre y a lo largo del contacto de los cuerpos. La foliación es empinada a vertical y definida por lentes de cuarzo recristalizado, folias de biotita o feldespato potásico elongados y estirados.

La susceptibilidad magnética de esta unidad es baja y varía entre 0 y 70 x 10⁻⁵ SI. Por otro lado, la respuesta radimétrica es alta comparada con la de otras unidades plutónicas del Complejo Ígneo Chepes.

Acorde con Pankhurst *et al.* (2000), las relaciones ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0,7086) y los valores de μNd₄₇₀ (-5,6) son similares a los que poseen las granodioritas y dioritas del Complejo Ígneo Chepes.

Edad

Las relaciones de contacto, geoquímica y edades U/Pb en circones indican que el Granito Asperezas forma una fase de cristalización tardía, genéticamente asociada con las unidades Granito biotítico (17), Granodiorita (16), Granitoide ((18) y

Granitoide porfirítico (19) del Complejo Ígneo Chepes. Los análisis U/Pb sobre circones de una muestra dan una edad de cristalización de 495 ± 5 Ma (Cámbrico tardío).

Posteriormente, Pankhurst *et al.* (2000) presentaron una edad U/Pb SHRIMP en circones de 477 ± 4 Ma para esta unidad.

Migmatita, granitoide, tonalita (22)

Migmatita (13) + Granitoide (18) + Tonalita (15)

Aflora en la región centro occidental de la sierra de Las Minas y consiste en varias unidades del Complejo Ígneo Chepes no separables a la escala de mapeo debido a lo reducido de los afloramientos y las complejas relaciones de contacto. Los límites con el Granitoide (18) y con la Granodiorita (16) son gradacionales y pobremente definidos. Las rocas tipo que la conforman fueron descritas por separado en las secciones Migmatita (13), Granitoide (18) y Tonalita (15). Las rocas plutónicas tipo parecen ser comagmáticas con las rocas plutónicas de las otras unidades del Complejo Ígneo Chepes y por ello su edad de cristalización sería ordovícica inferior.

Migmatita y granito de dos micas (23)

Migmatita (13) + Granito Tuani (20)

Está expuesta en pequeños asomos en el margen sur de la sierra de Chepes, al O de Chepes Viejo. Es una mezcla de la Migmatita (13) y del Granito Tuani (20) del Complejo Ígneo Chepes, los que no pudieron ser individualizados en el mapa por razones de escala.

Las rocas tipo que constituyen esta unidad fueron descritas en las secciones de las unidades Migmatita (13) y Granito Tuani (20).

Complejo Ígneo Chepes no diferenciado (24)

Granodiorita (16) + Granito biotítico (17) + Tonalita (15) + Migmatita (13) + Granito Tuani (20) + Granito Asperezas (21)

El Complejo Ígneo Chepes no diferenciado comprende una compleja mezcla de distintas unidades de rocas, no separables a escala 1:100.000, que afloran en el sector sudoeste de la sierra de Chepes. En orden decreciente de importancia son: Granodiorita (16), Granito biotítico (17), Migmatita (13), Tonalita (15), Granito Tuani (20, granito de dos micas) y Granito Asperezas (21). El granito de dos micas está expuesto en la parte central del extremo

sur de la sierra de Chepes; no se han encontrado cuerpos de granitoides porfiríticos. Localmente estas rocas son cortadas por diques y venas de pegmatitas, aplitas y microgranitos.

La nomenclatura, edad y geoquímica fueron descritas en la sección Complejo Ígneo Chepes y la litología fue analizada en las secciones de las diferentes entidades que lo componen.

Pegmatitas, aplitas y microgranitos (25)

En las sierras de Chepes y de Los Llanos aparecen diques y venas de pegmatitas, aplitas y microgranitos, ya sea como enjambres o aislados. En la sierra de Las Minas estas rocas son menos frecuentes y están asociadas espacialmente con el Granito Asprezas. Los diques y venas están señalados en el mapa con símbolos estándar, excepto en la parte sudoriental de la sierra de Chepes, al O de Ambil, donde los diques tienen unos 100 m y son mapeables formando la unidad (25). La misma posiblemente comprende tres fases de diques y venas félsicas, las cuales, al presente estado del mapeo, sólo pueden ser diferenciadas localmente.

Una fase de emplazamiento de pegmatitas, aplitas y microgranitos está asociada con las migmatitas del Complejo Ígneo Chepes. Las rocas se hallan en venas y lentes discontinuas e irregulares, de 4-10 cm y hasta 40 cm de espesor. Generalmente las venas siguen la dirección estructural N-S de las migmatitas y de las distintas litologías asociadas del Complejo Metamórfico Olta; localmente están plegadas. Están formadas por cuarzo, albíta-oligoclasa y feldespato potásico con escasa moscovita y biotita como mineral accesorio. En las pegmatitas, el feldespato forma una fase gruesa. Debido al pequeño tamaño de los cuerpos esta fase no está representada en los mapas.

Este conjunto de Pegmatitas, aplitas y microgranitos fue deformado durante el Ordovícico superior junto con las diferentes litologías del Complejo Ígneo Chepes al cual está asociado. El cuarzo está parcial a completamente recrystalizado a agregados y cintas granoblásticas de grano fino. Una foliación débilmente desarrollada y en general anastomosada está definida por agregados elongados y cintas de cuarzo granoblástico, moscovitas con un alineamiento subparalelo y biotitas que giran alrededor de los feldespatos. Se observan estructuras de *boudinage* a escala microscópica y de afloramiento. La plagioclasa está alterada a sericita en forma variable.

Otra fase de diques y venas está atribuida a una diferenciación avanzada por cristalización fraccionada de un magma granítico, el cual probablemente también produjo los diferentes granitos, en particular el Granito Asprezas. Las rocas intruyen todas las litologías del Complejo Metamórfico Olta y del Complejo Ígneo Chepes y también están incorporadas en la Milonita Ulapes. Generalmente, los diques y venas tienen una orientación N a NO y están afectados por deformación por cizalla. En la región centro-oriental de la sierra de Las Minas, los cuerpos alcanzan espesores de más de 50 m y longitudes de 2 kilómetros. Estructuras de *boudinage* y pliegues apretados fueron vistas en los afloramientos y en las fotografías aéreas.

A escala microscópica la deformación es similar a la de las pegmatitas, aplitas y microgranitos asociados con las migmatitas. Las rocas están compuestas por cuarzo, albíta-oligoclasa y feldespato potásico, con escasa moscovita, biotita como mineral accesorio y, localmente, turmalina.

El origen de los restantes diques y venas es incierto. La orientación de los cuerpos varía mucho, aunque predominan las de rumbos N y O. El conjunto conjugado de diques de rumbos E y N, de más de 4 km de largo y 100 m de ancho que aflora al O de Ambil, probablemente se encuentre en esta categoría. La mayoría de los diques tiene más de 1,5 km de largo y más de 30 m de ancho. Además de cuarzo, albíta-oligoclasa, feldespato potásico, escasa moscovita y biotita como mineral accesorio, las pegmatitas contienen localmente turmalina y granate. Muchos cuerpos presentan una zonación más o menos definida, particularmente en la textura. Desde los márgenes hacia el centro, la textura cambia desde microgranítica o aplítica a gráfica o heterogénea a grosera y monominerálica de grano grueso. Excepto por los escasos pliegues abiertos macroscópicos y cizallamiento y fallamiento local, las rocas están poco deformadas. Las mismas pudieron haber sido emplazadas durante los últimos estadios de la fase compresiva E-O de fines del Ordovícico; sin embargo, en la región no se reconocieron otras facies de magmatismo félsico durante ese tiempo.

Edad

En otros sectores de las Sierras Pampeanas del sur, las pegmatitas están genéticamente relacionadas con el Granito de Achala del Devónico (Morteani *et al.*, 1995), pero en las sierras de Chepes, Los Lla-

nos y Las Minas no hay evidencias de campo ni magnéticas de que los plutones graníticos devónicos, probablemente ubicados por debajo de la planicie aluvial adyacente a las sierras, estén acompañados por pegmatitas y otras rocas altamente diferenciadas. Por otro lado, estos diques y venas también pueden haber derivado del magma félsico que formó los granitos del Complejo Ígneo Chepes, pero sólo fueron afectados por la deformación cuando están localizados en zonas de baja deformación. Los diques y venas se habrían emplazado en el Ordovícico inferior durante el ciclo magmático del Complejo Ígneo Chepes y posiblemente en el Ordovícico superior durante la deformación regional compresiva.

2.3.2.1. Ordovícico superior

Milonita Ulapes (26)

Milonitas, protomilonitas y ultramilonitas

La Milonita Ulapes fue mapeada como una unidad litológica a lo largo del flanco oriental de la sierra de Las Minas donde está expuesta en una zona de 200-1000 m de ancho. También fue reconocida más al N, en el flanco SE de la sierra de Los Llanos. Por otro lado, el basamento de las sierras de Chepes y de Los Llanos está afectado por zonas de cizalla de orientación meridiana aunque menos importantes a las que se asocian milonitas.

Caminos (1979) fue el primero en reportar la presencia de milonitas a lo largo del margen oriental de la sierra de Las Minas. Pieters y Skirrow (1997) propusieron denominarlas Milonita Ulapes. El área tipo se encuentra inmediatamente al O de la localidad de Ulapes donde está expuesta y es fácilmente accesible.

La milonita está asociada con las zonas de cizalla dúctil, curvadas y sinuosas, con orientación meridiana, que cortan a intervalos de 5-15 km a las rocas del basamento del Complejo Metamórfico Olta y del Complejo Ígneo Chepes. Las zonas de cizalla tienen un ancho aproximado de 1 km, y la señal magnética indica que estas estructuras también están presentes por debajo de los sedimentos aluviales de las planicies situadas al E y O de las sierras de Chepes, Los Llanos y de Las Minas.

Las zonas de cizalla tienden a seguir las litologías del Complejo Metamórfico Olta donde forman septos ubicados entre los cuerpos granitoides del Complejo Ígneo Chepes. Las milonitas en estas zonas de cizalla son generalmente una mezcla compleja de metasedimentitas y granitoides cizallados; pasan gra-

dualmente desde una fábrica de rumbo meridiano y alto ángulo a la roca de caja de la cual han derivado, la que está débil a moderadamente deformada.

Las rocas de caja consisten principalmente en granitos, granodioritas, tonalitas y migmatitas del Complejo Ígneo Chepes y de las diferentes litologías del Complejo Metamórfico Olta.

En las proximidades de la zona de cizalla aumenta la intensidad de la foliación por cizalla (S2) y las venas, bandeado y foliación en la roca de caja están desplazados y rotados hasta tornarse paralelos a la fábrica por cizalla. Las milonitas están intercaladas con protomilonitas y ultramilonitas, lo cual indica condiciones de deformación muy variables dentro de la zona de cizalla.

Las ultramilonitas forman bandas discontinuas y lenticulares, de hasta 15 cm de espesor, de rocas de color gris oscuro, grano fino y homogéneas, en las cuales las fábricas ígneas y metamórficas originales están completamente destruidas. Las protomilonitas son gradacionales con las milonitas y aparecen como capas de hasta varios metros de espesor; la proporción de protomilonitas se incrementa hacia los márgenes de las zonas de cizalla.

El protolito de las protomilonitas es fácilmente reconocible. Las zonas de milonitas están desarrolladas bajo condiciones metamórficas de la facies esquistos verdes, indicada por la abundante aparición de biotita y moscovita, crecidas paralelas a la foliación milonítica, y la ausencia de minerales de alto grado metamórfico tales como granate y sillimanita o pseudomorfos de estos minerales.

Edad

Un granito milonitizado de una zona de alta deformación por cizalla y con rumbo N, ubicado a unos 3 km al N de Ambil, fue datado por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Este granito presenta moscovita secundaria, interpretada como crecida en facies esquistos verdes durante la cizalla, la cual es subparalela a la dirección de estiramiento de la fábrica de cizalla. La moscovita dio una edad, por fusión total, de 454 ± 1 Ma y una edad de calentamiento por pasos de 450-462 Ma, las cuales son interpretadas como el rango de edad de la deformación por cizalla (Ordovícico superior).

2.4. PALEOZOICO SUPERIOR

Rocas sedimentarias asignadas al Neopaleozoico afloran en los flancos de los núcleos de basamento que constituyen las principales sierras del área, tan-

to en el sector occidental como en el oriental, al igual que para el Mesozoico y Cenozoico, por lo cual serán tratadas en su conjunto.

Entre las secuencias sedimentarias del Paleozoico superior se encuentran la Formación Quebrada La Virgen, en la sierra de La Huerta, y los depósitos carboníferos y pérmicos de las formaciones Malanzán y La Colina, ubicados en las sierras de Chepes y de Ulapes y Las Minas.

2.4.1. CARBONÍFERO

Formación Malanzán (28)

Areniscas, fangolitas, conglomerados

Los afloramientos de conglomerados, areniscas y lutitas del flanco austral de la sierra de Chepes ya habían sido reconocidos por Stelzner en 1885. Ramos (1982) los equiparó con la Formación Malanzán (Furque, 1968), cuya localidad tipo se encuentra en el valle homónimo en el extremo norte de la sierra de Chepes. Son equivalentes al Piso I de los Estratos de Paganzo de Bodenbender (1911). Esta secuencia es visible desde Rodeo hasta cerca de la zona de Chepes Viejo; también se la halla en el paraje Punta de la Loma, extremo sudeste de la sierra. En las sierras de Las Minas y Ulapes se han registrado exposiciones asignadas a esta unidad en el valle longitudinal del sector nordeste, conocido como El Abra y La Puntilla. Las areniscas aflorantes en la zona sur de la sierra de Las Minas, en la depresión transversal conocida como Portezuelo de los Arce, fueron incluidas en esta unidad por Caminos (1979).

La Formación Malanzán se apoya en discordancia sobre el basamento cristalino y la secuencia aflorante en el sector sur de la sierra de Chepes presenta un espesor total de 550 m (Chebli, 1967). Según Chebli (1967), desde la base al techo está integrada por un conglomerado gris pardusco, con clastos de rocas ígneas y metamórficas en una matriz arenosa arcósica con estratificación poco marcada, intercalados con lentes arcillosos y micáceos. Siguen areniscas arcósicas grises a verdosas con estratificación entrecruzada e intercalaciones carbonosas con restos de plantas fósiles muy carbonizados. Por encima, continúan areniscas y arcosas de menor granulometría, bien estratificadas, y hacia el techo niveles areno-arcillosos con restos carbonizados de plantas. Continúa la secuencia con un nuevo nivel de conglomerados y areniscas gruesas, grises, con intercalaciones de lutitas y arcilitas, las que

pasan a lutitas verdosas bien estratificadas. Por encima, se advierte otro nivel de conglomerados y areniscas sabulíticas y culmina con areniscas blanco-grisáceas a rojizas y violáceas con intercalaciones arcillosas.

El afloramiento del extremo sudeste de la sierra se compone de areniscas gris blanquecinas, y en el área de la Puntilla se encuentran nuevamente los conglomerados basales de la formación intercalados con areniscas (Ramos, 1982). Estos conglomerados también son mencionados por Caminos (1979) quien destacó la ausencia de clastos de rocas metamórficas y la presencia de areniscas, limolitas y lutitas hacia el centro de la depresión intermontana. Los depósitos de areniscas del extremo austral de la sierra de Las Minas presentan algunos niveles arcillo carbonosos con restos mal conservados de plantas fósiles.

Edad

La edad de esta unidad está dada por los restos de *Noeggeratiopsis* sp. y *Equisetites* sp. encontrados por Bodenbender (1911) cerca de Chepes Viejo, que fueron asignados al Carbonífero (Frenguelli, 1946 a; Braccacini, 1948).

2.4.2. CARBONÍFERO-PÉRMICO

Formación Quebrada La Virgen (27)

Areniscas, Limolitas, arcilitas y rocas piroclásticas

La Formación Quebrada La Virgen fue definida por Sepúlveda (1987) para la secuencia de sedimentos rojos que afloran al pie oriental de la sierra de La Huerta, en los alrededores de las quebradas de La Virgen y de La Huerta. La exposición de esta secuencia se produjo a partir de 1977, debido a los deslizamientos del material que la cubría como consecuencia del terremoto ocurrido a fines de noviembre de ese año con epicentro en Caucete, distante 110 kilómetros.

En la barranca sur de la quebrada de La Huerta, pocos metros al O del establecimiento homónimo, Sepúlveda (1987) levantó un perfil de esta unidad de aproximadamente 30 m de espesor. La misma aflora por debajo de la parte apical de los depósitos pedemontanos del frente oriental de la sierra, que en conjunto se presenta algo dislocado, con rumbo N341°/14°E.

La base está cubierta por derrubio y en el techo se encuentra un depósito de aglomerados de

1 m de espesor sobre el pedimento labrado en la secuencia sedimentaria neopaleozoica. Desde la base al techo se observa una alternancia de areniscas, de color rojo ladrillo, junto con limolitas arcillosas de igual color, con marcas de ondulitas de origen lacustre, en partes con estratificación diagonal, las cuales en conjunto poseen un espesor de 16,40 metros. Por encima sigue una alternancia de tobas cineríticas de colores pardo claro amarillento a gris y pardo violáceo y arcilitas pardo rojizas a pardo violáceas y rojas, formando estratos de 0,20 a 0,75 m de espesor. La secuencia continúa con limolitas arcillosas con niveles cineríticos, tufitas arenosas, arcilitas limosas y tobas amarillentas, con espesores variables entre 0,07 y 2,15 metros. Culmina con limolitas arcillosas de color rojo ladrillo; tobas cineríticas grisáceo amarillentas, finamente laminadas, y arcilitas de tonos violáceos en superficie de alteración y chocolate en fractura fresca.

Los estudios realizados hasta el presente, con el fin de obtener micro y megafósiles, han sido infructuosos.

Ambiente y edad

De la observación megascópica del perfil, Sepúlveda (1987) interpretó que la sedimentación de los términos basales de esta secuencia se produjo en una playa de aguas temporarias o poco profundas y que hacia la parte superior de la misma acusa una profundización con alejamiento de la costa y un aporte piroclástico creciente, posiblemente equivalente al de la Formación Choiyoi (?), lo que permitiría ubicar al evento volcánico en el Pérmico superior. Esta formación fue asignada tentativamente por Sepúlveda (1987) al Neopaleozoico.

2.4.3. PÉRMICO

Formación La Colina (29)

Areniscas y arcilitas. Tobas

Dentro de esta unidad, Caminos (1979) y Ramos (1982) agruparon a los sedimentos equivalentes al Piso II de los Estratos de Paganzo de Bodenbender (1911) a los que correlacionaron con la Formación La Colina (Menéndez y Azcuy, 1969). Quedan así comprendidos los afloramientos ubicados al N y O del cerro de La Tosquea y las lomas del Divisadero y los del flanco sudoccidental de la

sierra de Chepes, entre El Rodeo y El Barreal. Caminos (1982), con reservas, atribuyó a esta formación a un pequeño asomo que se halla en el extremo austral de la sierra de Las Minas, en la zona del Portezuelo de Los Arce.

En el sector sur de la sierra de Chepes, el pasaje entre la Formación La Colina y la subyacente Malanzán es transicional (Chebli, 1967). En algunos lugares se apoya directamente sobre el basamento cristalino, como se puede observar más al N en el valle de Malanzán y al poniente de Ilisca, por simple traslapamiento sobre los sedimentos más viejos (Braccacini, 1946).

Según Ramos (1982), entre El Rodeo y El Barreal, la secuencia alcanza un espesor de 220 m y está compuesta por areniscas de grano mediano a grueso, arcilitas compactas y niveles conglomerádicos sabulíticos, de intenso color rojizo. Hay material calcáreo como cemento de areniscas, de conglomerados y en pequeños bancos. La presencia de niveles de tobas vítreas de composición ácida junto con areniscas rojizas fue descrita por Ramos (1982) en el sector de las lomas del Divisadero, los que según este autor corresponderían a los términos cuspidales de esta formación, estando la base oculta.

El afloramiento del portezuelo de Los Arce, según Caminos (1979), presenta 40 m de espesor, se apoya discordantemente sobre el basamento cristalino y en parte sobre los sedimentos atribuidos a la Formación Malanzán (Carbonífero), aunque el contacto entre ambas unidades no es visible por estar cubierto por derrubio.

Ambiente

Las sedimentitas de las formaciones Malanzán y La Colina corresponden a depósitos conservados en paleovalles separados entre sí. Representan secuencias fluviales, palustres y lacustres, las cuales hacia la parte cuspidal presentan niveles piroclásticos (Fernández Seveso *et al.*, 1993).

Edad

En los afloramientos mencionados dentro de la Hoja Chepes no se han encontrado restos fósiles. Bodenbender (1911) les atribuyó una edad permotriásica. En el arroyo Totoral, ubicado en el extremo norte de la sierra de Chepes, fuera del ámbito de la Hoja, Braccacini (1946) describió un nivel de *Glossopteris*, por lo cual asignó la Formación La

Colina al Carbonífero superior - Pérmico inferior. Frenguelli (1946), sobre la base de la presencia de restos de *Dadoxylon*, le consignó una edad pérmica, la que se adopta en este trabajo.

2.5. PALEOZOICO SUPERIOR- MESOZOICO INFERIOR

2.5.1. PÉRMICO SUPERIOR - TRIÁSICO INFERIOR

Riolita El Temblor (30)

Cuerpos subvolcánicos y diques riolíticos

Ramos *et al.* (1988) agruparon como Riolita El Temblor a los cuerpos subvolcánicos, diques anulares y longitudinales, de composición riolítica, que intruyen al basamento ígneo metamórfico del sector sur de la sierra de La Huerta. A continuación se describirán los que más se destacan.

La riolita del cerro Blanco, en el flanco oriental de la sierra, aflora en ambos márgenes de la quebrada Blanca; corresponde a un cuerpo elongado de una brecha hidrotermal intrusiva (Castro de Machuca y Bastías, 1983) de unos 1500 m por 900 m; asociados, se encuentran numerosos diques riolíticos y félsicos. La brecha, de composición ácida, muestra alteración propilítica y fílica, así como una intensa silicificación; al microscopio se la observa formada por clastos subangulosos a subredondeados de cuarzo, feldespatos y fragmentos muy alterados de rocas ígneas básicas y cuarzo feldespáticas con textura microgranuda a felsítica (Castro de Machuca y Bastías, 1983).

En el área del cerro El Temblor, cerca de las nacientes de la quebrada del Rosarito, se halla otro cuerpo de riolitas con características similares al anterior. Según Ramos *et al.* (1988), la estructura anular de este cuerpo podría estar asociada a una etapa de alivio tensional póstuma.

Un cuerpo diqueiforme de casi 4 km de longitud, con un espesor variable entre 5 y 10 m, se localiza en las nacientes de la quebrada Blanca. El mismo intruye discordantemente al basamento y composicionalmente corresponde a una riolita alterada a material arcilloso.

Para el sector septentrional de la sierra de La Huerta, Ramos *et al.* (1988) mencionaron la presencia de diques de rumbo N295° de composición riolítica, los que según estos autores podrían correlacionarse con los cuerpos del sector sur.

Las brechas de esta unidad se caracterizan por la presencia de una mineralización aurífera (véase capítulo de Recursos Minerales).

Edad

La Riolita El Temblor ha sido asignada al Pérmico superior - Triásico inferior de acuerdo con las dataciones K/Ar sobre muestras de los cerros Blanco (246 ± 8 Ma) y El Temblor (256 ± 8 Ma) (Ramos *et al.*, 1988). La misma se correlacionaría con el evento volcano-plutónico extensional del Choiyoi.

Basalto Marayes Viejo (31)

Basaltos y pórfiros andesíticos

La denominación se debe a Bossi (1976). Constituye un dique que intruye a la Formación Esquina Colorada cerca del cementerio de Marayes (Marayes Viejo). Por otro lado, Castro de Machuca *et al.* (1996 a) mencionaron la presencia de mantos o coladas basálticas intercaladas concordantemente con las sedimentitas de la Formación Esquina Colorada, así como en discordancia angular sobre el basamento metamórfico, además de cuerpos porfíricos andesíticos que lo intruyen.

El cuerpo descrito por Bossi (1976) corresponde a una roca de composición basáltica, color gris oscuro a negro, masiva, afanítica. La textura es intergranular, formada por plagioclasa (totalmente alterada a albíta), piroxenos y olivina (ambos alterados a sericita y epidoto), algo de vidrio intersticial, parches de óxido de hierro y oquedades rellenas por cuarzo. El cuerpo de pórfiro que intruye al basamento del sector posee textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa (oligoandesina) y en menor proporción de hornblenda y biotita dispuestos en una pasta afanítica con plagioclasa, cuarzo, cloritas y minerales opacos. Muestra sulfuros diseminados y alteración propilítica y filítica, además de silicificación (Castro de Machuca *et al.*, 1996 a).

Edad

Bossi (1976) asignó este cuerpo al Triásico sobre la base de las relaciones de campo. Una edad K/Ar de 259 ± 13 Ma fue obtenida del pórfiro andesítico intrusivo en el basamento metamórfico y cubierto por los sedimentos de la Formación Esquina Colorada (Castro de Machuca *et al.*, 1996 a).

Si bien no se cuenta con análisis químicos de estas rocas ni de las agrupadas como Riolita El Temblor, por sus relaciones de campo se considera que las mismas estarían representando un evento magmático extensional, acaecido durante el Pérmico superior a Triásico inferior.

2.6. MESOZOICO

Durante el Mesozoico se desarrollaron las cuencas extensionales triásicas y cretácicas en las cuales se depositaron sedimentitas continentales, con escasa actividad volcánica de composición basáltica. La cuenca triásica Marayes-El Carrizal se extiende desde el extremo sur de la sierra de La Huerta hacia el cerro Guayaguas y está representada por los depósitos del Grupo Marayes. La cuenca cretácica ocupa en parte el mismo espacio y alcanza sus mejores exposiciones en la provincia de San Luis con la depositación del Grupo El Gigante y la Formación Lagarcito.

2.6.1. TRIÁSICO

Las sedimentitas triásicas forman una faja de afloramientos que ocupa el piedemonte occidental de un conjunto de sierras con núcleo de basamento precámbrico, desde Las Chacras al N y, hacia el S, bordeando las sierras de La Huerta, de Las Imanas, La Salada, La Carretilla, El Estanque y Guayaguas. El conjunto de exposiciones conforma la cuenca de Marayes-El Carrizal.

GRUPO MARAYES

El Grupo Marayes fue definido por Bossi (1976), para la secuencia triásica que aflora en la faja mencionada más arriba, la que está compuesta, en orden stratigráfico ascendente, por las formaciones Esquina Colorada, Carrizal y Quebrada del Barro. El perfil tipo del grupo asoma en la quebrada de Carrizal y fue dado a conocer originalmente por Borrello (1946), mientras que los nombres formacionales son adaptaciones de Bossi (1976) a los «grupos» erigidos por Borrello (1946).

El Grupo Marayes se apoya en discordancia angular sobre el basamento cristalino y es, a su vez, sobreyacido en discordancia erosiva por el Grupo El Gigante. Desde Las Chacras hasta Marayes las tres formaciones son concordantes y su pasaje es transicional. A partir de esta última localidad, la Formación Carrizal se encuentra subdiscordante sobre la Formación Esquina Colo-

rada, a quien suprime en corto trecho para apoyarse directamente sobre el basamento de las sierras de Las Imanas, La Carretilla, La Salada y El Estanque. Por el contrario, las relaciones transicionales entre las formaciones Carrizal y Quebrada del Barro persisten regionalmente y en parte constituyen facies mutuamente reemplazables. En el cerro El Estanque y en la sierra de Guayaguas resulta difícil separarlas, lo que justifica la denominación de Formación El Colorado, aplicada por De la Mota (1959).

Los fósiles identificados provienen de la Formación Carrizal y consisten en elementos de la flora de *Dicroidium* y palinomorfos (Yrigoyen y Stover, 1970), materiales que indican edad triásica.

Formación Esquina Colorada (32)

Conglomerados, areniscas y limolitas

Esta unidad reúne las capas gruesas de conglomerados gruesos a finos, subangulosos a subredondeados, con clastos de rocas metamórficas del Complejo Valle Fértil. Las facies más gruesas se hallan en el área del río de Las Chacras, mientras que hacia el S predominan diamictitas masivas y areniscas junto con limolitas. El color es gris rojizo medio a oscuro.

Se apoya en discordancia angular sobre el Grupo Valle Fértil (basamento cristalino) y pasa transicionalmente a la Formación Carrizal, salvo a la altura de Marayes y más al S, donde se advierte una relación de subdiscordancia. La sección y área tipo se hallan en el tramo superior de la quebrada de Carrizal, en el lugar denominado Esquina Colorada. El espesor medido en este lugar es de 450 metros.

Ambiente

Las facies conglomerádicas corresponden a un ambiente de alta energía, asociado a un piedemonte distal, mientras que las más finas estuvieron ligadas a un ambiente de valles intermontanos con cauces anastomosados (Bossi *et al.*, 1976).

Edad

La edad pérmica superior-triásica inferior obtenida para un pórfiro andesítico cubierto discordantemente por esta unidad (Castro de Machuca *et al.*, 1996 a) permite ubicarla en el Triásico inferior a medio. A su vez, tal como lo sugirieron Yrigoyen y Stover (1970) e Yrigoyen (1974) es po-

sible su correlación con la parte inferior del Grupo Agua de la Peña (formaciones Chañares, Ischichuca y Los Rastros), asignadas al Triásico medio.

Formación Carrizal (33)

Areniscas, conglomerados, arcilitas. Mantos de carbón

Borrello (1946), en su «grupo del Carrizal» incluyó sólo la parte superior de la unidad del epígrafe, la cual fue definida como tal por Bossi (1976:30). En el concepto de este último autor, la parte inferior de esta unidad también abarca el «grupo de la Quebrada de la Mina» (Borrello, 1946). Se comparten los criterios propuestos por Bossi (1976) dado que los grupos precisados por Borrello (1946) sólo tienen valor local.

La Formación Carrizal está constituida por areniscas finas carbonosas, algunas areniscas conglomerádicas y conglomerados maduros y calcáreos, con limolitas, arcilitas y mantos de carbón arcilloso en su parte media. Los colores varían entre gris amarillento en las areniscas a verde oliva en las limolitas y negro en las arcilitas y carbones asociados. La estratificación paralela laminar o cruzada linguoide es frecuente.

La sección y área tipo se encuentran en el tramo medio de la quebrada de Carrizal, donde aflora una sección predominantemente arenosa, con una intercalación limosa con carbón en su parte inferior, característica del arroyo Carrizalito o quebrada de la Mina, donde se hallaban las labores de la mina Aída. En el río Las Chacras predominan los conglomerados angulosos, en tanto en la sierra de Las Imanas lo hacen los conglomerados de resistatos redondeados a subredondeados. En la localidad tipo, Sepúlveda (1987) levantó un perfil detallado y realizó un minucioso estudio palinológico.

Paleontología

En cuanto al contenido paleontológico de esta formación, además de las plantas identificadas por Geinitz (1876, traducido en 1925), Bergmann (1948) coleccionó material adicional descrito por Frenguelli, mencionando a *Dicroidium remotum* Szajn.sp., *Cladophlebis mendozaensis* (Gein.) Freng., *Cladophlebis kurtzi* Freng. y *Johnstonia coriacea*, (Johndst) Walk.

En los niveles con carbón de la quebrada de la Mina, Borrello (1946) encontró abundante material fósil compuesto por troncos, valvas de *Estheria* y frondos de plantas fósiles que corresponden a

Dicroidium lancifolium (Morr.) Gothan, *Taeniopteris marayesiicum* (Gein.) Oishi y *Equisetites* sp., a los que Stipanovic (1957) agregó *Yabeiella marayesiaca* (Gein.) Oishi y *Dicroidium odontopteris* (Morr.) Gothan. Se ha hallado, además, polen fósil que pertenece a la asociación «M1» de Yrigoyen y Stover (1970), donde predomina el polen de gimnospermas bisacadas y son abundantes las Cycadaceas, con respecto a otras asociaciones triásicas.

Los estudios palinológicos efectuados por Sepúlveda (1987) en la Formación Carrizal han provisto microfloras en regular estado de conservación. Al presente se ha determinado la existencia de las siguientes especies de granos de polen: *Cycadopites argentinus* Herbst, *C. magnus*, *C. granulatus*, *Monosulcites* sp., *Alisporites rotundus*, *A. grandis*, *A. australis*, *Platysaccus* sp., *Araucariacites pergranulatus*, *Megamonoporites* sp., y las siguientes especies de esporas: *Todisporites minor*, *Distalanulisporites* sp., *Stereisporites* sp., *Deltoidospora* sp., *Biretisporites* sp., *Baculatisporites comaumensis*, *Clavatisporites* sp., *Cadargasporites cuyanensis*, *Laevigatosporites* sp., y *Punctatosporites* sp. Esta asociación permite, en primera instancia, ubicar el lapso de depositación de la Formación Carrizal entre Triásico medio y Triásico superior.

Ambiente y edad

El ambiente de depositación corresponde al de valles aluviales pantanosos, desarrollados durante la etapa de mayor tranquilidad tectónica en la cuenca (Bossi *et al.*, 1976).

De acuerdo con el contenido paleontológico, la edad en la cual se ubica a esta unidad es triásica media a superior.

Formación Quebrada del Barro (34)

Conglomerados y areniscas

La sección y área tipo se sitúa en todo el borde oriental de la faja de afloramientos triásicos desde Las Chacras, al N, hasta la sierra de Guayaguas al sur. El perfil tipo se halla en la quebrada del Barro, es similar al de la quebrada de Carrizal y fue descrito originalmente por Borrello (1946). La Formación Quebrada del Barro fue referida al «Cretáceo» por Bodenbender (1912) y Rassmuss (1922) y al «Rético improductivo» por Rosen (1930; en Bergmann, 1948) y correspondería además a lo que De la Mota (1959) denominó Estratos del Colorado. El espesor

máximo medido se desarrolla en el perfil Cerro Morado-Sierra de Las Imanas con 1400 m, siendo el único punto donde la formación presenta su techo, constituido por la Formación La Cruz apoyada en discordancia erosiva y su yacente (Formación Carrizal).

Está integrada por conglomerados finos a medianos, en capas gruesas, con rodados de metamorfitas subangulosas a subredondeadas con pátinas de MnO_2 e impregnaciones de Fe_2O_3 , bien imbricados y disposición gradada normal, con intercalaciones de areniscas micáceas medianas, friables, generalmente masivas. El color gris pardusco a gris rojizo medio es muy constante.

Ambiente

Representan la sedimentación en un piedemonte distal a proximal, con conos aluviales coalescentes (Bossi *et al.*, 1976).

Paleontología, edad y correlaciones

La existencia de restos de dinosaurios prosaurópodos en el sector austral de la cuenca, dentro de la Formación Quebrada del Barro, permiten asignarle una edad Triásica superior (Bossi y Bonaparte, 1978).

Puede correlacionarse con lo que De la Mota (1959) denominó Estratos del Colorado y Díaz (1946; en Flores, 1959) Formación Guayaguas. A su vez, sería equivalente a la Formación Los Colorados del Grupo Agua de la Peña (cuenca de Ischigualasto-Ischichuca) por su posición estratigráfica y color (capas rojas), pero sus afloramientos están separados físicamente por más de 100 kilómetros.

2.6.2. CRETÁCICO

Dentro del ámbito de la Hoja Chepes se ubica el Grupo El Gigante y la Formación Lagarcito, ambos atribuidos al Cretácico. Los afloramientos se extienden en el sector sudoccidental constituyendo un cordón de lomas bajas que, hacia el S, forman parte de la sierra de Guayaguas. Se apoya en discordancia sobre el Grupo Marayes o bien sobre el basamento igneo-metamórfico.

GRUPO EL GIGANTE

Después de la depositación del Triásico tardío, el área quedó sujeta a escasa o nula sedimentación,

y aún erosión, por un largo período, que dio lugar a la discordancia que media entre la secuencia neotriásica y el Grupo El Gigante (Flores y Criado Roque, 1972), de edad cretácica inferior.

El Grupo El Gigante es una unidad sedimentaria que se desarrolla en el O de la provincia de San Luis, en las sierras de El Gigante, de Las Quijadas, de Cantantal y de Guayaguas y su continuación al N en la provincia de San Juan. Se han reconocido en este grupo diferentes unidades, de abajo hacia arriba: Conglomerado Los Riscos, y las formaciones El Jume, La Cantera, El Toscal y La Cruz.

Dentro del área de esta Hoja, este grupo está integrado, de acuerdo con su posición estratigráfica, por el Conglomerado Los Riscos y las formaciones El Toscal y La Cruz.

Conglomerado Los Riscos (35)

Conglomerados y areniscas

El nombre fue propuesto originalmente por Biondi (1937; en Flores, 1969) para un conjunto psefítico que aflora entre El Gigante y Los Riscos. Su perfil tipo queda ubicado entre el último lugar citado y la zona conocida como La Cantera, en el faldeo S de la sierra de El Gigante, donde alcanza su máxima potencia expuesta (400 m) y su mayor granulometría. Alejándose del perfil tipo, la granulometría del conglomerado disminuye y aumenta sensiblemente su estratificación, apareciendo intercalaciones de distintos niveles de areniscas de grano variable y, aún, de elementos arcillosos.

Donde la sucesión pierde completamente la fracción psefítica y se compone sólo de areniscas, limolitas y lutitas, se la denomina Formación El Jume (Flores, 1969). En todos los casos, el conjunto mantiene su coloración típicamente rojiza a pardo-rojiza. Dentro del área correspondiente a la presente Hoja, al S y al E de la sierra de Guayaguas, predominan las areniscas pardo-rojizas oscuras y conglomerados finos de clastos angulosos, en capas delgadas subparalelas y con gran profusión de venillas de yeso y calcita.

Ambiente y edad

El ambiente se relacionaría con depósitos de conos aluviales.

Si bien no se han hallado fósiles dentro del conjunto Los Riscos-El Jume, la concordancia que guarda este conjunto con la formación suprayacente permite ubicarlo en el Cretácico inferior.

Formación El Toscal (36)

Areniscas arcillosas, limolitas, yeso

El nombre fue propuesto originalmente por Biondi (1937; en Flores, 1969) y usado luego por Díaz (1946) para las sedimentitas que se apoyan concordantemente sobre la Formación La Cantera en la sierra de El Gigante (provincia de San Luis), sur de la Hoja San Francisco del Monte de Oro. Dentro de la Hoja, el espesor máximo de la secuencia es de 460 metros.

Está integrada por areniscas arcillosas y limolitas, micáceas y bien estratificadas, de coloración rojo anaranjada, con abundantes láminas de yeso intercaladas que cortan el paquete sedimentario en forma subvertical. El yeso es considerado post depositacional (Maggi, 1994) debido a que aprovecha planos de debilidad (fracturas y planos de estratificación) para intruirse. Hacia el techo de la secuencia se suceden bancos pequeños y alternados de arenisca mediana color rojo pálido con areniscas medianas a gruesas color rojo más consolidadas. Desde el sector medio hacia el techo aparecen estructuras ondulíticas bien definidas.

El contacto con los conglomerados suprayacentes es transicional. En el techo de la unidad se encuentran pequeños canales rellenos con areniscas conglomerádicas.

En los afloramientos ubicados inmediatamente al N del cerro Guayaguas, Simon y Rosello (1990) mencionaron la presencia de intercalaciones basálticas concordantes con la estratificación, las cuales presentan amígdalas rellenas por calcita.

Formación La Cruz (37)

Conglomerado polimíctico

La denominación de esta formación fue dada por Díaz (1946). Corresponde a la parte cuspidal del Grupo El Gigante y su perfil tipo está en el arroyo La Cruz, faldeo oriental del cerro Gigantillo, con un espesor de 230 metros. El espesor máximo de 540 metros fue medido en el cerro Morado, donde se apoya en discordancia erosiva sobre la Formación Quebrada del Barro y sin techo visible. Forma, además, las lomas de Leyes, allí no se observan relaciones de contacto, y continúa de manera ininterrumpida hasta la sierra de El Gigante, en la provincia de San Luis, donde se advierte que suprayace a la Formación La Cantera y es sobreyacida por la Formación Lagarcito.

Está constituida por conglomerados angulosos, finos, polimícticos, de color rojo anaranjado, bien conso-

lidados, dispuestos en forma caótica, donde pueden identificarse megacanales con clastos levemente orientados. Los clastos son de esquistos, cuarzo de veta, cuarcita y gneises, o predominantemente graníticos en algunos sectores; la matriz, que representa el 20% de la roca, es de arena gruesa y el cemento es carbonático. El tamaño de los clastos, en su mayoría, es de aproximadamente 3 cm, existiendo también una cantidad menor que alcanza los 10 cm de diámetro.

Esta unidad, en el cerro Morado, forma parte de un braquisinclinal de relieve invertido, mientras que en las lomas de Leyes y hacia el S lo hace como parte de una secuencia homoclinal que inclina hacia el este.

Edad

Se le asigna una edad cretácica inferior por su posición en secuencia entre las formaciones La Cantera y Lagarcito, en otros sectores, fuera del ámbito de la Hoja.

Formación Lagarcito (38)

Conglomerados, areniscas con bancos de yeso y pelitas

Esta denominación fue aplicada por Díaz (1946) para el "Terciario" por él estudiado entre el puesto La Cruz y Hualtarán (provincia de San Luis). Alcanza una distribución areal considerable al E del cordón montañoso situado entre las sierras del Estanque, El Gigantillo, Guayaguas y Catantal. El perfil tipo se sitúa en el puesto Lagarcito, al E de Guayaguas. Su espesor máximo supera los 350 metros. Se apoya en discordancia erosiva sobre la Formación La Cruz.

La secuencia comienza, en algunos sectores, con conglomerados oligomícticos formados exclusivamente por rodados de meláfiro triásicos y continúa con areniscas medianas a finas rojo-amarillentas con bancos de yeso y pelitas, bien estratificadas (estratificación planar y cruzada). Es característica su coloración policromática, alternando los colores rojo-amarillento, verde amarillento, amarillo verdoso, morados y rojos pálidos.

Paleontología

Restos de pterosaurios del suborden *Pterodactyloidea* fueron hallados por Bonaparte (1971) y Sánchez (1973), a los que se suman peces de los géneros *Neosemionotus* y *Lepidotes* (Bocchino de Ringuelet, 1973).

Ambiente y edad

Las facies conglomerádicas corresponderían a abanicos aluviales, mientras que el resto de la secuencia presenta facies de inundación, lacustres y fluviales, con barreales con niveles yesíferos, típicos de zonas distales de abanicos aluviales (Maggi, 1994). El relieve circundante habría sido bajo y esta secuencia indicaría la colmatación de la cuenca.

Sobre la base del contenido fosilífero es asignada al Cretácico superior.

2.7. CENOZOICO

2.7.1. NEÓGENO

Los depósitos de esta edad comprenden sedimentitas continentales reconocidas en dos sectores dentro del ámbito de la Hoja Chepes. En el sector oriental corresponden a la Formación Los Llanos y en el sudoccidental a la Formación San Roque.

En el subsuelo del valle intermontano de la cuenca de Las Salinas y en el flanco oriental de la sierra de Las Minas y Ulapes se han registrado sedimentitas terciarias a través de perforaciones e interpretación de líneas sísmicas.

Formación Los Llanos (39)

Areniscas, arcilitas y conglomerados

Esta unidad, definida originalmente como Estratos de Los Llanos por Bodenbender (1911), fue categorizada como Formación Los Llanos por Caminos (1968) durante el relevamiento regional de las Hojas geológicas correspondientes a las sierras de Los Llanos, Chepes y Las Minas y Ulapes (Zuzek, 1978; Caminos, 1979; Ramos, 1982). La información aquí compilada proviene especialmente de los trabajos realizados por Caminos (1979) y Ramos (1982).

Dentro del ámbito de la Hoja Chepes aflora principalmente al S-SE de la sierra de Chepes y en el extremo norte, flanco nororiental y noroccidental de la sierra de Las Minas, componiendo mesillas de 15 a 20 m de altura. Asomos subsuperficiales han sido reconocidos al O de Tosquea, al N de Mascasín Viejo y al N de la pampa de Las Salinas, formando parte de una estructura anticlinal. Entre el extremo meridional de la sierra de Las Minas y la pampa de Las Salinas afloran a manera de mesillas de unos 10 m de altura (Las Lomitas y Corral de Isaac). Ramos (1982) citó exposiciones subsuperficiales en la región de El Medanito, y destacó la existencia de arcilitas calcáreas

y niveles de tosca hacia la parte superior de la formación; también mencionó la reaparición de las areniscas cuarzosas al poniente del cerro Tosquea. En la desembocadura de la quebrada La Aguadita (al N de Ambil), esta formación presenta facies más finas, representada por arcilitas limosas pardo claras, con algunos niveles de tosca (Ramos, 1982).

Aunque los afloramientos son de reducida extensión, el área de distribución de estas sedimentitas sería considerable ya que han sido registradas en varias perforaciones efectuadas en las áreas llanas circundantes a los cordones serranos y a través de secciones sísmicas. El máximo espesor medido es de 290 m en una perforación en la localidad de Chepes y 150 m, sin haber alcanzado el basamento, en las inmediaciones de Santa Cruz. En la región oriental las máximas potencias medidas fueron de 80 m, en una perforación en Desiderio Tello. El espesor disminuye hacia el O, al acercarse al pie sudoriental de la sierra de Chepes, llegando a los 20 m entre el cerro Celestina y Agua de la Piedra.

Al S de la localidad de Ulapes, cerca del pie oriental de la sierra de Las Minas, Caminos (1979) mencionó que no han sido reconocidos afloramientos, aunque su presencia cercana a la superficie quedó revelada a través de pozos de balde y alcanza espesores superiores a los 200 metros. Inmediatamente al E, en Bajo Hondo, la potencia disminuye notablemente (40,40 m) y se apoya sobre el basamento cristalino. Los espesores aumentan nuevamente hacia el E, ya fuera del ámbito de la Hoja.

En el área deprimida entre las sierras de Chepes y Las Minas y la de la sierra de La Huerta - serranías del Desierto, también fue registrada en perforaciones, como por ejemplo en la zona de Mascasín (200 m sin llegar al basamento). Hacia el S, en Corral de Isaac, se midieron 262,50 m siempre en sedimentos terciarios.

Está representada principalmente por areniscas cuarzosas, con muy pobre selección textural y cemento calcáreo, en parte reemplazado por sílice. Son rocas de colores claros, entre blanquecinos, amarillentos y pardos. Estas facies predominan al S de la sierra de Chepes y en los llanos ubicados al O de la sierra de Las Minas. Caminos (1979), para el área de Las Lomitas, citó facies de areniscas gruesas hasta conglomerádicas que alternan con capas de conglomerados con rodados subangulosos a redondeados de cuarzo y feldespato y cemento carbonático. Destacó la estratificación en bancos de 20 a 40 cm de espesor, presencia de laminación entrecruzada y laminación fina paralela en niveles areno-arcillosos.

Esta unidad proviene principalmente de la desintegración *in situ* de rocas ígneo-metamórficas del basamento y de sedimentitas neopaleozoicas, que fueron sometidas a un transporte muy importante.

Dentro del ámbito de la Hoja sólo se aprecia una relación discordante con el basamento cristalino al NE de La Calera. Bodenbender (1911, 1912) infirió una relación discordante con las unidades del Paganzo. Posteriormente, Turner y de Alba (1968) también dedujeron una relación discordante con unidades sedimentarias más antiguas, sobre la base de los rumbos e inclinaciones y a pesar de no observarse la relación de contacto.

Bodenbender (1911) asignó estos estratos al Cretácico. Fue Rusconi (1936), sobre la base de restos fósiles recolectados por Guiñazú, quien les dio edad terciaria. Esos fósiles y otros hallados posteriormente, también por Guiñazú, fueron atribuidos por Pascual (1954) al Chasicense, Edad Mamífero que es ubicada en el Plioceno inferior por Pascual (1965), y es la que adopta en esta Hoja.

Formación San Roque (40)

Conglomerados polimícticos, areniscas arcóscicas y arcilitas

Los afloramientos de esta formación son escasos dentro del ámbito de la Hoja y se hallan en el sector sudoccidental formando parte del faldeo oriental de las lomas bajas que se extienden con rumbo aproximadamente meridiano y que son una prolongación de la sierra de Guayaguas. Su nombre fue dado por Biondi (1937; en Flores, 1969) para designar a los conglomerados polimícticos, areniscas arcóscicas y arcilitas que se exponen en las barrancas de San Roque en la provincia de San Luis. Se apoya en discordancia erosiva sobre la Formación Lagarcito (Cretácico superior) e inmediatamente al S, en la provincia de San Luis, es donde esta unidad presenta sus mejores exposiciones y fue detectada a través de sondeos (Flores, 1969, 1979; Yrigoyen *et al.*, 1989; Rivarola y Di Paola, 1992; Maggi, 1994).

Tradicionalmente, esta unidad fue dividida en tres miembros, el inferior conglomerádico, el medio con areniscas arcóscicas rojizas y el superior de color gris verdoso blanquecino con areniscas gruesas, arcillosas o arcóscicas, a veces con conglomerados polimícticos.

Maggi (1994) describió, para el sector meridional de la sierra de Guayaguas, inmediatamente al S del límite de esta Hoja, que en el contacto se pueden

observar ciclos de conglomerados suprayacentes a facies arenosas de la Formación Lagarcito.

Según Maggi (1994), la Formación San Roque está integrada por conglomerados gruesos, clasto sostén, poco seleccionados de color pardo rojizo, los que presentan estratificación en artesas. La composición de los clastos es principalmente de rocas metamórficas, con escasos de rocas plutónicas y volcánicas. La matriz es arena gruesa y el cemento carbonático. Estos conglomerados presentan intercalaciones de areniscas con estratificación lenticular que rellenan canales y areniscas con estratificación cruzada en artesa de grano medio a grueso. Siguen areniscas masivas, rojo amarillentas y luego areniscas con paraclastos y estratificación cruzada con intercalaciones de areniscas laminadas con pequeños bancos limo-arcillosos (Maggi, 1994).

Ambiente

El ambiente de depositación de la base de esta unidad correspondería a facies de zonas proximales de abanicos aluviales. Hacia el techo, la secuencia se torna granodecreciente, con facies fluviales de corrientes entrelazadas de los sectores medios a distales de los abanicos aluviales (Maggi, 1994).

Edad

La carencia de fósiles impide conocer la edad exacta de esta formación. Por su posición en secuencia, la misma ha sido asignada al Terciario, posiblemente Mioceno-Plioceno.

2.7.2. CUATERNARIO

Los depósitos del Cuaternario ocupan más del 60% de la Hoja y están representados básicamente por sedimentos que conforman las bajadas y las coberturas de pedimentos de los sectores serranos, sedimentos eólicos limosos y arenosos y depósitos de playa. A continuación se describen los depósitos cuaternarios representados en el mapa geológico.

2.7.2.1. Pleistoceno

Depósitos de planicies aluviales pedemontanas antiguas (41)

Fanglomerados y conglomerados

Conforman los remanentes más elevados del piedemonte que se localizan al pie de la sierra de La

Huerta. Estos depósitos se apoyan sobre el basamento o el Terciario y son cubiertos en forma somera por sedimentos aluvio-eólicos holocenos de composición limosa. Corresponden a cenoglomerados con clastos de 30 a 40 cm de diámetro medio a la salida de las quebradas y fanglomerados con clastos de menor tamaño en la parte distal del piedemonte.

Los clastos provienen de rocas metamórficas y son subredondeados. El depósito presenta escasa selección y estructura sedimentaria. Ocasionalmente, en la parte media y predominantemente en la parte superior del mismo se identifican horizontes petrocálcicos de 0,4 a un metro de espesor.

Depósitos aluviales antiguos (42)

Conglomerados

Esta unidad se localiza en diversos sectores de la parte occidental y oriental de la Hoja y corresponde a los aluvios depositados en superficies pedimentadas, que se ubican en el piedemonte de las sierras.

En los pedimentos de los montes isla de los cerros Guayaguas, El Gigantillo, sierra del Estanque, cerro Morado, loma Negra y sierra de Las Imanas, los depósitos exhiben espesores entre 0,5 a 3 m, con clastos de 3 a 5 cm de diámetro medio, que denotan una escasa estructura sedimentaria y cuyo aporte principal proviene de los conglomerados de la Formación San Roque o de los afloramientos de basamento o bien de las fracciones gruesas de las formaciones cretácicas.

Al S de la sierra de Chepes también se encuentran sedimentos aluviales por encima de superficies pedimentadas. Los más notorios se hallan entre 2 a 3 km al N de Ambil. En este caso, el contacto basal está a 7-10 m de altura de los actuales cauces y constan de unos 4 m de cenoglomerados, con clastos de hasta 1 a 2 metros, que se apoyan en discordancia sobre las formaciones La Colina y Los Llanos.

Al S de la sierra de Ulapes (al O de Siempre Verde), los depósitos tienen 1 a 2 m de espesor, se apoyan sobre la Formación Los Llanos y poseen clastos de hasta 30 cm en una matriz gravillosa fina compuesta enteramente por clastos de basamento y cementada por carbonato de calcio en su parte superior (horizonte petrocálcico).

Existen otros niveles aluviales situados a cotas más bajas que los anteriormente descriptos, generalmente se localizan en el piedemonte medio y distal de la sierra de Chepes y están cubiertos por los sedimentos loésicos de la unidad 43. Se apoyan, en

forma levemente discordante, sobre la Formación Los Llanos, como así también sobre depósitos loésicos antiguos que en el presente mapa no han sido incluidos. En este caso, los sedimentos están integrados por 5 a 8 m de cenoglomerados, fanglomerados y gravas arenosas de color rojizo con clastos entre 5 a 8 cm de diámetro medio que se engloban en una matriz arenosa gruesa. Presentan estructura entrecruzada y laminar, clastos subangulares y subredondeados cubiertos de pátinas ferruginosas y provenientes de las rocas del basamento de las sierras aledañas. Los mejores perfiles se exhiben en las canteras ubicadas en la ciudad de Chepes, al O del cruce con las rutas 20 y 79, a mitad de camino entre Desidero Tello y Ambil y a algunos kilómetros al S de Milagro, sobre la ruta 32.

Edad

Esta unidad sería semejante a la Formación Las Chacras o Formación Cruz del Eje en cuanto a su proceso de sedimentación y podría situarse en el Pleistoceno medio (Latrubesse *et al.*, 1990). Evidentemente, la edad de cada pedimento y sedimentos aluviales en cada sierra considerada no será la misma, pero en el presente estudio han sido englobados por una razón de escala.

2.7.2.2. Pleistoceno-Holoceno

Depósitos loésicos (43)

Limos arenosos; limos

Estos depósitos ocupan una gran parte del sector oriental y central de la Hoja. Son masivos, de color castaño claro en seco y castaño algo rojizo en húmedo, friables, poco plásticos y desarrollan escarpas verticales en las barrancas de los arroyos. La composición es areno-limosa a limo-arenosa, también se observan trizas y elementos volcánicos y agregados líticos del basamento. La distribución mineralógica es variable siendo la segunda mayor en los sectores cercanos a los frentes serranos.

El sedimento tiene una escasa cementación de carbonato de calcio en la masa. Asimismo, está levemente afectado por la pedogénesis actual y pasada (existencia de estructuras pedogénicas de horizontes C y Cca).

En el piedemonte proximal y medio de las sierras de Chepes y Ulapes, los Depósitos loésicos se apoyan sobre niveles aluviales antiguos de la unidad 42, mientras que en el sector medio y distal del

pedemonte lo hace sobre la Formación Los Llanos o sobre antiguos depósitos loésicos que en el presente mapa no figuran por razones de escala y yacencia. Tiene entre 1 a 2 m de espesor. Se considera que esta unidad también se encontraba en sitios elevados (pedimentos disectados, lomas, sierras, pendientes fuertes), de las que habría sido removida por erosión.

Este tipo de depósito muestra varias facies. Generalmente las masivas se ubican lejanas al frente de sierra y de las planicies aluviales actuales. En las áreas cercanas al frente de sierra o en las planicies aluviales comúnmente se manifiesta con estructuras de flujo denso o de corriente donde se observan clastos de grava aislados en la masa del sedimento loésico.

La génesis de estos sedimentos está relacionada con la presencia de tormentas de polvo que se desarrollaron durante una etapa de desmejoramiento climático, es decir de menor densidad de vegetación y menor humedad.

Se considera que podrían existir varios ciclos de sedimentación loésica y se podrían reconocer eventos tanto del Pleistoceno tardío como del período seco del Holoceno medio. En consecuencia esta entidad sería una amalgamación de esos ciclos de sedimentación.

Depósitos de dunas barjanoides (44)

Arenas

Los sedimentos pertenecientes a esta unidad conforman varios campos de dunas que se localizan en los sectores distales del pedemonte y en la llanura aluvial eólica del río Bermejo. Son netamente arenosos y pueden llegar a presentar espesores de 30 a 40 m en los Médanos Negros.

La edad es variada, ya que existen varios órdenes de magnitud en el desarrollo de las dunas; las más grandes son más antiguas (Pleistoceno tardío?) con respecto a las dunas de menor tamaño. Estas últimas generalmente se sobreponen a las primeras.

2.7.2.3. Holoceno

Depósitos de las dunas longitudinales (45)

Arenas limosas

Esta unidad se sitúa en el extremo sudeste de la Hoja e integra los sedimentos limo-arenosos finos de las dunas longitudinales, los mismos son masivos y predominan los colores pardo amarillentos. Tiene

espesores entre 4 a 5 m y se apoya sobre la unidad 43. En algunas ocasiones se observa una tenue laminación fina.

Depósitos de salinas (evaporitas y limos aluviales) (46)

Evaporitas, arenas y limos

Se localizan en las playas salinas de la pampa de Las Salinas, Mascasín y las playas ubicadas en la cuenca del río Bermejo. Los depósitos están integrados por evaporitas masivas de 1 a 2 cm de espesor, arenas eólicas de 2 a 10 cm de potencia y sedimentos aluviales de baja energía de composición limosa.

Depósitos eólicos mantiformes (47)

Arenas limosas

Los sedimentos que integran esta unidad se hallan marginando las playas evaporíticas y están compuestos por una alternancia predominante de arenas eólicas sin formas definidas (montones de arena) y de limos aluviales (playas limosas). Se considera que se apoya sobre la Formación Los Llanos, tal como se observa en reducidos sitios ubicados entre La Porfía y Aguas de Abajo, al oriente de la pampa de Las Salinas.

Depósitos de planicies aluviales pedemontanas recientes (48)

Gravas y gravas arenosas

Los depósitos se sitúan en la bajada aluvial reciente de todas las sierras. En el pedemonte de la sierra de La Huerta son gravas con estructuras caóticas o aluviales, con clastos entre 10 a 20 cm de tamaño medio en el pie de la sierra, los que disminuyen gradualmente hacia el pedemonte distal.

A diferencia de los depósitos pedemontanos más antiguos de esta sierra, los recientes están menos consolidados, no presentan horizontes petrocálcicos y la cobertura aluvio-eólica es nula o de muy escaso espesor.

En el pedemonte de las sierras de Las Minas y Ulapes se desarrollan solamente desde el pie de la sierra hasta unos 2 a 6 km en dirección a la llanura. Consisten en cenoglomerados cuyos clastos pasan de 7 a 15 cm en las cercanías del frente de sierra, a 0,5 a 2 cm en los sectores distales, donde están englobados en una matriz limosa. La unidad se apoya generalmente sobre el Terciario y en menor medida sobre rocas del basamento cristalino (al S de

Pozo de Piedra), y se interdigita progresivamente hacia la llanura con los depósitos eólicos o aluvio-eólicos recientes.

En el piedemonte de la sierra de Chepes, los depósitos exhiben su mayor desarrollo areal en el sector occidental de la sierra, donde el bloque está más elevado. Los más espesos y de mayor granulometría están en la desembocadura de las quebradas de las Cortaderas y Agua del Medio.

Dentro de esta unidad geológica también se agrupan a los depósitos coluviales de ladera que se localizan inmediatamente al pie y sobre la parte inferior del frente montañoso de las sierras. Conforman un talud de bloques y gravas gruesas, angulosas y mal seleccionadas, que cubren parcialmente la escarpa de falla del bloque montañoso basculado. Estos sedimentos se apoyan sobre rocas del basamento cristalino y lateralmente pasan a componer los depósitos de la bajada aluvial reciente propiamente dichos.

Depósitos de planicies aluviales (49)

Arenas limosas, paleosuelos, gravas

Estos sedimentos constituyen el relleno de planicies aluviales, desproporcionadas, que disectan a los depósitos de planicies aluviales pedemontanas recientes de las sierras de Chepes, Ulapes y Las Minas. Actualmente conforman una terraza (Fig. 2) ya que el nivel de base ha variado.

Dentro de esta unidad se pueden diferenciar cuatro facies. La secuencia comienza con sedimentos aluviales gravillo-arenosos que pasan gradualmente a sedimentos limosos de características loésicas, dentro de éste se intercala un paleosuelo, truncado y sepultado por sedimentos aluviales.

Los sedimentos aluviales inferiores están compuestos por gravas, con clastos de 3 a 7 cm, englobados en una matriz areno-limosa que llega a ocupar un 40 a 60% del volumen del depósito. El sedimento presenta 1 a 2,5 m de espesor, está moderadamente a mal seleccionado, denota una estratificación poco definida y los clastos son de basamento y ocasionalmente del Terciario. Esta facies podría ser correlacionable con la Formación Alto Grande depositada en el Pleistoceno superior (Latrubesse y Ramonell, 1990) cuando el sistema tenía mayor energía, ya por lluvias más torrenciales típicas de un ambiente árido o como respuesta a la variación del nivel de base.

Los sedimentos loésicos poseen espesores entre 4 a 11 m y se asientan en forma concordante y gradual sobre las gravas areno-limosas

aluviales. Son limosos, de color pardo amarillento y con carbonato de calcio pulverulento. La estructura es masiva en la parte inferior y media y prismática muy gruesa (30 a 60 cm de ancho) en su parte superior, por debajo del paleosuelo o suelo actual. La facies podría homologarse con la Formación Barranquita del Pleistoceno tardío (Ramonell y Latrubesse, 1991), que se depositó cuando los sistemas aluviales fueron progresivamente reduciendo su energía, ya sea por la disminución de su capacidad de carga causada por la colmatación progresiva o ante un menor caudal.

El paleosuelo se localiza a los 0,5 a 0,7 m del techo y se reconoce por su color negro, estructura prismática media a fina, presencia de cutanes de arcilla y del horizonte B2t. Podría ser correlacionado con el Suelo Los Toldos (Ramonell y Latrubesse, 1991), el que se generó en un período más cálido y húmedo del Holoceno. Mas allá de ello, el paleosuelo refleja la colmatación sedimentaria del sistema aluvial y una estabilidad geomorfológica de este paisaje que fue más húmedo, al menos en sentido azonal.

Los sedimentos aluviales ubicados en la parte superior de la secuencia se apoyan en discordancia sobre el paleosuelo y están constituidos por 0,4 a 0,8 m de arenas guijosas con laminación gruesa o estructuras de corte y relleno en la base, pasando a arenas limosas en la parte media y superior con escasa estructura laminar. Dichos sedimentos constituyen fases aluviales de albardón o de inundación, originadas en forma previa a la disección del sistema aluvial.

Actualmente, las planicies aluviales están disectadas a la salida del ambiente serrano hasta aproximadamente el piedemonte medio. En este tramo se reconocen sedimentos aluviales recientes, que en el paisaje conforman la terraza inferior y la llanura de inundación de los actuales cursos de agua. La composición varía de acuerdo con la cuenca de drenaje y posición del cordón montañoso, sin embargo, generalmente son de composición predominantemente arenosa gruesa a gravillosa fina, que resulta del retransporte de los conglomerados inferiores de la terraza superior.

3. ESTRUCTURA

3.1. ESTRUCTURA PALEOZOICA INFERIOR

Sector occidental

En el sector abarcado por la sierra de La Huerta se aprecia la deformación en un amplio rango de

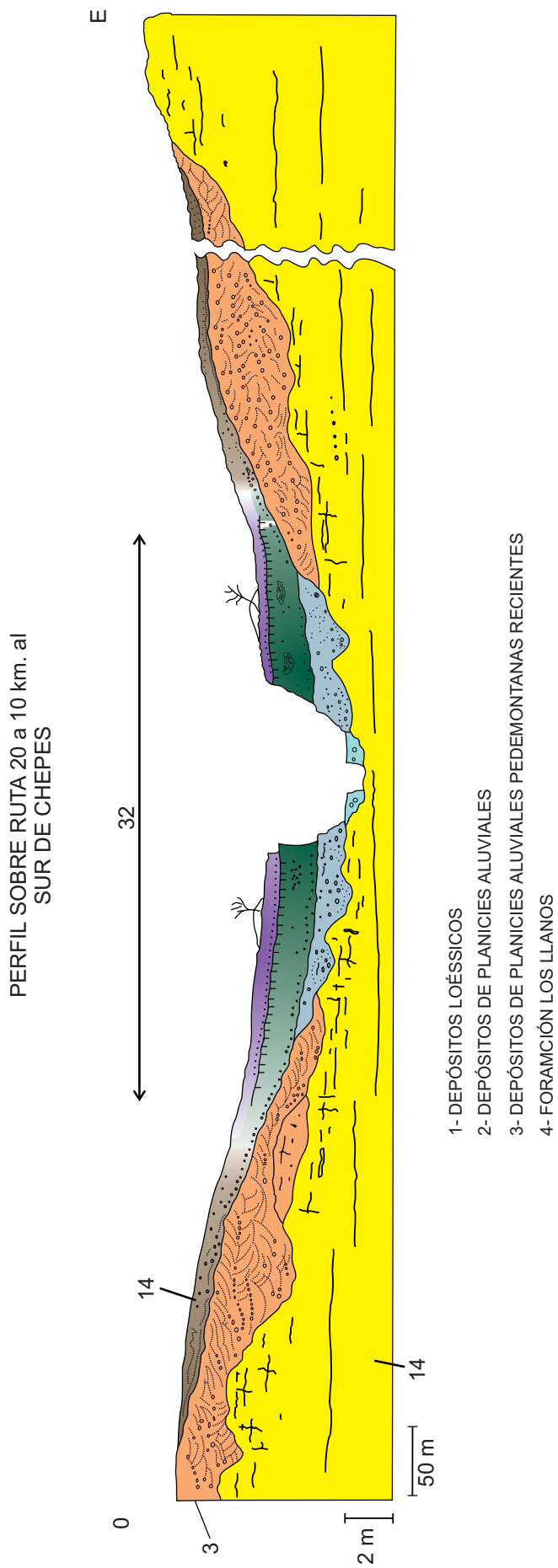


Figura 2. Perfil tomado en la ruta 29, a 10 km al S de Chepes, donde se esquematizan las relaciones de las unidades cuaternarias de la región.

escalas. Por ejemplo, en gneises biotítico-granatíferos asociados a anfibolitas, las que forman bandas de varios centímetros de espesor y *boudins* de hasta 1 m de largo, dispuestos paralelamente a la foliación gnéisica, se observan pliegues decacentimétricos (que afectan a los gneises y a las anfibolitas; eje N45°/subhorizontal) a pliegues métricos isoclinales y bandas de deformación milonítica con vergencia hacia el oeste. Las mediciones realizadas en gneises tonalíticos de este sector, permiten identificar la foliación mineralógica y la presencia de *boudins* de anfibolita de uno a 15 cm de espesor, alcanzando 1 a 2 m y del orden de centímetros a metros de longitud; el contacto entre ambas litologías es neto.

En el área de la quebrada de los Durazos, sector centro-norte de la sierra de La Huerta, los gneises biotítico-granatíferos y anfibolitas muestran plegamiento isoclinal de orden centimétrico a decacentimétrico; las anfibolitas conforman *boudins*, generalmente con menor deformación y exhiben prismoalineación paralela a la foliación del gneis. La foliación tiene una orientación N340°80°O y el eje de plegamiento es N340°.

En el extremo sur de la sierra de La Huerta, en la quebrada del Poronguito (sector Loma Agua de los Indios), se reconoce una foliación, parcialmente milonítica, con direcciones en el rango N35°O/55°NE a N10°O/48°ENE, en gneises biotítico-granatíferos con *boudins* de anfibolita; los ejes de pliegues decacentimétricos tienen rumbos N28°O/52°ESE. Inmediatamente hacia el E, en el sector de la quebrada Blanca, las mediciones de foliación-estratificación realizadas en una secuencia de mármoles y anfibolitas indican N25°/45°E para esta estructura planar, con ejes de plegamiento N45°/20°NE.

Sobre el borde oriental de la sierra de La Huerta, en el sector del puesto La Huerta-quebrada de la Virgen, la foliación medida en esquistos cuarzo-biotítico-feldespáticos tiene una orientación N340°/75°O. En contacto se hallan gneises granodioríticos plegados, con conspicuos *boudins* de anfibolita que presentan una foliación N355°/52°O.

Los datos estructurales en el basamento de la prolongación norte de la sierra de La Huerta, la sierra de Valle Fértil, que aunque se encuentra fuera de la Hoja se mencionan aquí con fines comparativos, indican que las orientaciones más frecuente de los planos de foliación son N330°/42°OSO, N338°/69°ESE y N15°/80°ONO; los ejes de plegamiento cambian su dirección NNO-SSE a NNE-SSO, siendo más pronunciado el rango de variación del buzamiento de los ejes.

En la quebrada Blanca, sector sudoriental de la sierra de La Huerta, Martino *et al.* (2004) reconocieron varias etapas deformacionales que afectaron tanto a los metasedimentos como a las rocas ígneas asociadas.

La prolongación sur de la sierra de La Huerta está representada por las serranías del Desierto, conformadas por la sierra de Las Imanas y cerros de la Carretilla, del Estanque, loma Negra y Guayaguas.

En la sierra de Las Imanas la secuencia de gneises y anfibolitas muestra un plegamiento isoclinal con desarrollo de *boudins* de anfibolita. La foliación tiene un rango de orientaciones que varía entre N90°/63°N a N310°/43°NE, con ejes de pliegues menores N80°/35°E. Se ha reconocido una estructura planar, planos de cizalla N350°/35°E, sobrepuesta a la foliación. En esta zona, Castro de Machuca (1991) identificó, además, la ocurrencia de migmatitas en las que son notorios los pliegues de flujo, recumbentes, con engrosamiento de charnelas que en sus núcleos encierran litologías más resistentes (anfibolitas). Según esta autora, al sistema de pliegues con orientaciones E-O a NO-SE, se superpone uno N-S que origina estructuras de domos y cubetas.

En el área abarcada por los cerros Carretilla y El Estanque se hallaron milonitas formadas a expensas del gneis tonalítico y de la anfibolita. La foliación milonítica es N90°/33°N, reconociéndose lineaciones de estiramiento de orientación N30°/30°NE. Tardíamente, estas milonitas fueron afectadas por cataclasis subvertical con disposición predominantemente submeridiana. Hacia el S, en la loma Negra, la esquistosidad registrada en esquistos cuarzo-moscovíticos y anfibolitas, parcialmente milonitizados, es N55°E/subvertical y los ejes de plegamiento tienen una dirección aproximada NE/SO.

En el basamento gnéisico-esquistoso del cerro Guayaguas, localizado en el extremo sudeste de la provincia de San Juan, las mediciones estructurales realizadas por Simon y Rossello (1990) señalan que la foliación tiene una orientación promedio N326°/60°NE indicando la vergencia SO de la deformación, en tanto los ejes de plegamiento (centimétrico) tienen un rumbo N10°E/50°NNE. Estos mismos autores reconocieron diferencias entre el sector norte y el sector sur del cerro Guayaguas.

El sector norte se caracteriza por la existencia de rocas miloníticas finas verdosas que se disponen intercaladas en bandas de ortogneises con fenoclastos de feldespato potásico de hasta 3 mm

de diámetro. Estas metamorfitas presentan un notable aplastamiento evidenciado por un clivaje penetrativo dispuesto según un azimut N146° y con una inclinación de 60° hacia el NE. Las lineaciones de estiramiento mineral sobre los planos de clivaje penetrativo están muy bien desarrolladas, buzando 18° hacia el NO, así como también replegamiento de orden centimétrico cuyos ejes buzando 50° en la dirección N10°. Otros indicadores cinemáticos, como las relaciones de clivaje S/C, forma de objetos cataclásticos y replegamiento por arrastre de la foliación milonítica, permiten reconocer el desplazamiento relativo sobre los planos de clivaje. Éstos son desplazamientos sobrecabalgantes hacia el ESE, con componentes sinistral muy subordinados.

El sector sur se particulariza por la ocurrencia de esquistos verdes con venas, lentes y cuerpos irregulares de pegmatitas feldespáticas y de cuarzo; estas rocas están parcialmente milonitizadas a modo de bandas de mayor deformación que las atraviesan; esta descripción coincide con la de la Unidad 4 definida por Castro de Machuca y Carrizo (1993 b) en esta zona del cerro.

Castro de Machuca y Carrizo (1993 b) reconocieron, en el cerro Guayaguas, la existencia de por lo menos dos eventos de deformación temporalmente separados. Uno antiguo (Precámbrico alto?), en condiciones dúctiles propias de niveles corticales relativamente profundos, que originó milonitas, y otro más moderno, superficial, en condiciones de rigidez, que dio lugar a brechas. Así es que definen como miloníticas a todas las metamorfitas identificadas, caracterizadas, entre otros elementos, por el bandeado milonítico a ultramilonítico y el desarrollo de lineación mineral (de orientación submeridiana) con notoria fluxión de la matriz cuarzo-biotítica.

Faja de rocas deformadas

Una importante faja de deformación se extiende a lo largo del flanco occidental de la sierra de La Huerta y continúa hacia el S hasta el cerro Guayaguas. En el área de Las Chacras, parcialmente fuera del ámbito de la Hoja, fue estudiada en detalle por Vujovich (1995). Afloramientos similares se extienden hacia el N donde han sido reconocidos hasta el cerro Morado, en la Hoja Chamental. Hacia el S se prolonga en el cerro Pan de Azúcar afectando calizas y cuarcitas.

Roeske *et al.* (2005) demostraron que esta zona de deformación por cizalla dúctil de alta temperatura y edad ordovícica, pone en contacto las rocas

ígneas del Paleozoico inferior sobre una secuencia magmática de edad mesoproterozoica (Complejo La Resina), y a su vez, indicaron evidencias de un evento extensional acaecido durante el Devónico.

Castro de Machuca y Carrizo (1993 a) la describieron en la sierra de Las Imanas, cerros La Carretilla y El Estanque y en la loma Negra. En estas sierras la secuencia exhibe un plegamiento isoclinal con desarrollo de *boudins* de anfibolita, cuya foliación posee una orientación N90°/63°N a N310°/43°E, con ejes de pliegues menores N80°/35°E. La foliación milonítica sobreimpuesta muestra planos de cizalla N350°/35°E.

En los cerros Carretilla y El Estanque la foliación milonítica presenta una dirección N90°E/33°N, con una lineación de estiramiento N30°/30°NE; estas milonitas están afectadas por cataclasis subvertical con orientación predominantemente submeridiana. En la loma Negra la esquistosidad tiene un rumbo N55°E/subvertical, con ejes de plegamiento aproximados NE/SO. Continúa en las lomadas de Las Catitas en las que afecta a metacuarcitas y esquistos. Simon y Rosello (1990) y Castro de Machuca y Carrizo (1993 b) describieron rocas miloníticas en el cerro Guayaguas. En este sector la foliación es N325°/60°NE, con una vergencia sudoccidental y ejes de plegamiento centimétrico N10°E/50°NNE (Simon y Rosello, 1990). Esta faja de deformación ha sido activa a lo largo de la historia geológica; constituyó parte del borde de las cuencas extensionales triásicas y cretácicas, cuyas fallas fueron en parte reactivadas como inversas produciendo el ascenso del bloque de la sierra de La Huerta durante el Terciario.

Sector oriental

Comprende las sierras de Chepes, Las Minas y Ulapes. En la sierra de Chepes, según los trabajos de Pieters y Skirrow (1997), el Complejo Metamórfico Olta ha sido afectado por deformación y metamorfismo del Ciclo Pampeano. Las estructuras sedimentarias e ígneas originales en general fueron destruidas, excepto por la estratificación (So) preservada en escasos lugares.

La fábrica principal metamórfica, en las rocas metasedimentarias y metaígneas, está definida por un bandeado paralelo por segregación metamórfica (S1) de minerales félsicos (cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico) y mica (biotita y moscovita). Las bandas presentan un espesor que varía entre algunos milímetros y 2 cm y comúnmente son lensoidales y anastomosadas. La disposición

subparalela de micas orientadas definen una foliación dada por bandas paralelas (S1). En lugares en los que se observa estratificación relíctica, la misma es subparalela al bandeado por segregación y a la foliación. El rumbo de la foliación S1 varía entre NE y NO, con inclinaciones suaves a importantes tanto al E como al O. Los escasos pliegues intrafoliales remanentes sugieren una deformación por plegamiento paralelo al mismo tiempo que se desarrollaba la foliación S1. La foliación S1 localmente está deformada por pliegues abiertos a cerrados, microscópicos a mesoscópicos, los que están acompañados por un clivaje o crenulación de plano axial (S1') más o menos bien desarrollado. Las asociaciones minerales relacionadas con la fábrica S1 sugieren que la deformación fue acompañada por un metamorfismo regional, facies esquistos verdes.

Durante el Ciclo Famatiniano, el Complejo Metamórfico Olta fue intruido por granitoides y rocas plutónicas de composición intermedia a máfica. Como resultado del alto flujo térmico este complejo cayó bajo un metamorfismo térmico de baja presión y alta temperatura y migmatización (M2). Las asociaciones mineralógicas indican condiciones correspondientes a las facies hornfels hornblendíferos y hornfels piroxénicos (Dahlquist y Baldo, 1996; Pieters y Skirrow, 1997). Según estos autores, muchas rocas del Complejo Metamórfico Olta, principalmente cuando están cerca o contenidas en las migmatitas del Complejo Ígneo Chepes, poseen asociaciones de minerales metamórficos que se superponen a la fábrica S1. Los minerales que conforman estas asociaciones incluyen biotita, moscovita y cordierita, miméticas y orientadas al azar, formadas durante la fase de baja presión y alta temperatura y anatexis que acompañó al evento magmático que produjo el Complejo Ígneo Chepes durante el Ordovícico inferior.

Dahlquist y Baldo (1996) señalaron que las inclusiones en trenes de minerales opacos y micas que presentan los porfiroblastos poiquilíticos de cordierita demuestran una fábrica deformacional pre-metamórfica la cual probablemente está relacionada temporalmente con la deformación S1. No existen evidencias de campo inequívocas de estructuras deformacionales asociadas con esta fase de magmatismo y metamorfismo térmico.

Posteriormente a este suceso magmático y metamórfico, las rocas de ambos complejos, Metamórfico Olta e Ígneo Chepes, fueron sometidas a una deformación compresiva no coaxial E-O de alcance regional (D2), en condiciones metamórficas equivalentes a la facies esquistos verdes (M3).

En todas las sierras, los elementos de la fábrica D1 en las rocas de los dos complejos fueron rotadas y recristalizadas hasta tornarse paralelas por una fábrica de cizalla débil a fuertemente penetrativa, la cual inclina moderada a fuertemente hacia el oriente. Esta fábrica está asociada con corrimientos con vergencia occidental, desarrollo de milonitas en zonas de alta deformación y metamorfismo retrógrado de facies esquistos verdes. Una lineación mineral dada por biotitas, moscovitas y agregados de cuarzo está ampliamente distribuida; la misma está débil a moderadamente bien desarrollada y buza generalmente en forma moderada a fuerte hacia el este. Las zonas de alta deformación se encuentran en zonas de cizalla milonítica curvadas o sinuosas de orientación meridiana, las que presentan hasta 1 km de ancho y hasta 80 km de longitud (Milonta Ulapes).

El magnetismo indica la existencia de estructuras similares debajo de los sedimentos cenozoicos en la planicie que rodea las sierras. Estas zonas de cizalla a escala regional están espaciadas por intervalos entre pocos kilómetros hasta 15 kilómetros. El modelado geofísico sugiere que la mayoría de las zonas de cizalla inclinan hacia el E (Hungerford y Pieters, 1996).

3.2. ESTRUCTURA NEOPALEOZOICA

La estructura neopaleozoica en las Sierras Pampeanas está fuertemente condicionada por la evolución del margen gondwánico durante ese período, donde se generó la cuenca de Paganzo. Dentro del ámbito de la Hoja Chepes se encuentran afloramientos de sedimentitas continentales correspondientes al sector oriental de esta cuenca, los que se depositaron en una serie de hemigrabens, tal como los situados al S de la sierra de Chepes y en las sierras de Ulapes y Las Minas.

De acuerdo con Fernández Seveso *et al.* (1993), los depocentros iniciales, ubicados en los hemigrabens, eran relativamente pequeños y separados entre sí por altos estructurales, los que se originaron en un campo de esfuerzos transtensivo-transpresivos que generaron desplazamientos de rumbo y oblicuos. Estos hemigrabens, elongados en sentido sublatitudinal, estarían relacionados a viejos lineamientos o acentuados por los esfuerzos transpresivo-transtensivos que regularon la apertura de la cuenca.

3.3. ESTRUCTURA MESOZOICA

Durante el Triásico, y posteriormente en el Cretácico inferior, se formaron una serie de fosas

tafrogénicas limitadas por fallas directas y separadas entre sí, en las que se depositaron los sedimentos continentales de las cuencas triásicas y cretácicas (Rolleri y Criado Roque, 1968; Flores, 1969; Manoni, 1985; Yrigoyen *et al.*, 1989). Estas cuencas de *rift* se construyeron a lo largo de lineamientos regionales que representarían líneas de sutura entre diferentes terrenos (Ramos y Kay, 1991; Ramos, 1992).

Dentro del ámbito de la Hoja Chepes y a lo largo del lineamiento Desaguadero-Valle Fértil, interpretado como una antigua línea de sutura (Ramos, 1992), se halla la cuenca triásica Marayes-El Carrizal. Una serie de fallas normales, con rumbo NNO e inclinación al oriente, formaron el borde de cuenca occidental; entre ellas se encuentran las fallas Pan de Azúcar, Rickard y otras que se desarrollan en el basamento del extremo sur de la sierra de La Huerta (Bossi *et al.*, 1976). La secuencia triásica compone una serie de anticlinales y sinclinales suaves, limitados por las fallas antes mencionadas y otras con orientación NE que cortan a las anteriores (Bossi *et al.*, 1976). La cuenca de *rift* cretácica donde se depositó el Grupo El Gigante y la Formación Lagarcito, en parte ocupa el mismo espacio que la cuenca triásica.

El lineamiento Desaguadero-Valle Fértil también actuó como borde occidental de la cuenca (Snyder *et al.*, 1990; Schmidt *et al.*, 1995). Esta cuenca de *rift* es asimétrica, con sus mayores depocentros ubicados hacia el oriente. El borde oriental de la cuenca estaría dado por las fallas que limitan actualmente el flanco oriental de las sierras de Las Minas y Ulapes.

3.4. ESTRUCTURA ÁNDICA

Durante el Terciario se formó la estructura neógena que se observa actualmente. En esta etapa se produjo el levantamiento en bloque del basamento cristalino de la sierra de La Huerta a través de las fallas Valle Fértil y Las Chacras, las que muestran una vergencia occidental (Snyder *et al.*, 1990). Estas fallas presentan evidencias de movimientos más antiguos, ya que se desarrollaron en zonas de cizalla previas (Vujovich, 1995) y de importantes reactivaciones recientes (Bastías *et al.*, 1990).

Hacia el S, la falla del río Desaguadero, de rumbo NNO y vergencia occidental, sería la responsable de la estructura homoclinal que forman las sedimentitas cretácicas, las que inclinan suavemente hacia el oriente, y de la exposición del núcleo de basamento cristalino del cerro Guayaguas (Snyder *et al.*, 1990; Schmidt *et al.*, 1995).

Hacia la región interserrana, donde se sitúan la salina de Mascasín y la pampa de Las Salinas, el Terciario subaflorante está plegado constituyendo suaves anticlinales. Estos anticlinales estarían reflejando la inversión tectónica neógena de las fallas normales cretácicas que existen en el subsuelo.

Movimientos neotectónicos fueron descritos en el flanco occidental de la sierra de La Huerta por Bastías *et al.* (1990). Los mismos están asociados a la falla de Las Chacras, donde se observaron desplazamientos verticales y laterales en los diferentes niveles de terrazas.

4. GEOMORFOLOGÍA

En el área enmarcada por la Hoja se distinguen las siguientes unidades fisiográficas y geomorfológicas: Cordones montañosos y elevaciones y Piedemontes, salinas y campo de dunas.

En sentido regional, el ambiente geomorfológico se manifiesta en un área de antepaís fracturado por la orogenia Andina en bloques de basamento. Los bloques ascendidos constituyen las sierras, mientras que las depresiones originadas entre los bloques conforman las cuencas sedimentarias donde se desarrollan los ambientes de acumulación (piedemontes, bajadas, playas limosas+dunas y playas salinas en el sector distal).

A continuación se describen las unidades geomorfológicas representadas en el esquema geomorfológico (véase Mapa Geológico).

4.1. ESQUEMA GEOMORFOLÓGICO

4.1.1. CORDONES MONTAÑOSOS Y ELEVACIONES

En esta unidad quedan incluidas las antiguas peneplancias elaboradas sobre los bloques de basamento ígneo-metamórfico de las sierras de La Huerta, Chepes y Las Minas-Ulapes. Circunscribe, además, antiguos valles estructurales y laderas resurrectas, así como elevaciones anticlinales, montes isla y cuestras homoclinales disectadas.

Sierra en bloque basculado, fuertemente disectada (sierra de La Huerta)

El cordón de las sierras de Valle Fértil-La Huerta presenta una morfología constituida por montañas en bloque, basculadas. Esta estructuración, de edad terciaria, le imprime a la sierra un perfil asimétrico con

una vertiente occidental corta y abrupta que corresponde a la escarpa de falla (o fallas) responsable del vuelco de bloque y una ladera oriental más extensa y suave denominada pendiente de inclinación del bloque.

Dentro del área de estudio, la sierra de La Huerta pertenece al bloque montañoso más elevado por la orogenia Andina y es la que se halla más disectada por la acción fluvial. Actualmente la antigua peneplanicie puede ser reconstituida vinculando imaginariamente las cumbres de los interfluvios; de esta manera, el relieve dominante está conformado por valles con varias discordancias topográficas como resultado de los ciclos de rejuvenecimiento y del control estructural.

Antiguos valles estructurales resurrectos

Los valles estructurales resurrectos se localizan en el valle de El Abra al O de la sierra de Ulapes y en el valle del portezuelo de Arce. Las laderas resurrectas se ubican en el margen sur de la sierra de Chepes. El Abra y el portezuelo del Arce son depresiones estructurales, originadas por la tectónica neopaleozoica, que sirvieron de cuencas para la acumulación de los sedimentos del Paleozoico superior. Elevados conjuntamente con su basamento cristalino durante la orogenia terciaria, la erosión los puso en evidencia al eliminar gran parte de los sedimentos comparativamente poco resistentes que lo colmaban (Camino, 1979).

Estas depresiones se encajan en la antigua peneplanicie y en su interior se reconocen remanentes del antiguo relleno del Carbonífero. El que actualmente compone relieves con estructuras sinclinales muy disectadas por la acción hídrica.

En las laderas del valle estructural de El Abra se reconocen antiguas avalanchas de roca posiblemente de edad carbonífera y algunos retazos de sedimentos paleozoicos aún no erosionados.

Las laderas resurrectas situadas al término meridional de la sierra de Chepes constituyen la antigua superficie de erosión existente entre las formaciones carboníferas y las rocas del basamento que formaban la escarpa del bloque montañoso. Estas laderas exhiben valles resurrectos que han sido rejuvenecidos por los levantamientos de la sierra conformando de esta manera cañadones con resaltos en su cauce y discordancias topográficas en sus laderas.

Sierra en bloque basculado, poco disectada (sierras de Chepes y Las Minas-Ulapes)

Este relieve múltiple se localiza en la pendiente de inclinación de los bloques basculados de las si-

erras de Chepes y de Las Minas-Ulapes. Las formas presentes corresponden a una antigua peneplanicie disectada por valles con características maduras, posiblemente de edad terciaria y que se encuentran rejuvenecidos ante el último ascenso de la sierra (Plioceno superior-Cuaternario inferior).

Los valles rejuvenecidos generalmente coinciden con valles de línea de fractura o de línea de trituración con orientación N-S, con formas rectilíneas, y en algunos casos sin tener que ver con la pendiente que inclina hacia el oeste.

En la vertiente opuesta del bloque de la sierra de Las Minas-Ulapes se distingue una escarpa compuesta, donde la parte superior es de origen erosivo y la parte inferior es producto del fallamiento del último ascenso orogénico. En las laderas de las localidades de El Quemado y Ambil se observa cabalgamiento de rocas de basamento sobre los sedimentos limosos calcáreos del Terciario pre-orogénico.

En las escarpas de falla de la sierra de Las Minas, a la altura de la estancia El Retamo, y de la sierra de Chepes, en la localidad de Ambil, se reconoce un escalonamiento a lo largo de la pendiente debido al ascenso diferencial del bloque montañoso.

Elevaciones anticlinales

Esta elevación se ubica al N de la localidad de Las Toscas y está compuesta por una estructura anticlinal en rocas de la Formación Los Llanos. Al oriente y occidente de la elevación estructural se localizan pendientes muy suaves que biselan la estructura del Terciario y componen pedimentos cubiertos por sedimentos eólicos.

Montes isla y remanentes de erosión

Conforman los cerros de Guayaguas, loma Negra, El Gigantillo, sierra del Estanque y las elevaciones que se hallan al S de la localidad de Marayes. Son relieves aislados que configuran macizos, con alturas que varían desde 100 a 400 m, que surgen de una llanura de pedimentos. Forman remanentes de erosión originados por la particular resistencia de la roca que la constituye (rocas del basamento cristalino y de las formaciones cretácicas).

Cuestas homoclinales disectadas

Este relieve de origen estructural se localiza en el sector occidental de la Hoja y se lo reconoce por

formar una serranía de 110 km de extensión N-S y entre 0,8 a 1 km de ancho que se eleva por la mayor resistencia que presentan las rocas de las formaciones cretácicas (formaciones La Cruz o Lagarcito).

La cuesta homoclinal está disectada por antiguos valles fluviales ya no funcionales (Abra de Viento) y por valles fluviales recientemente desarrollados que provocan la captura de la red de drenaje y el consecuente rejuvenecimiento del paisaje ubicado hacia el oriente de la cuesta.

4.1.2. PIEDEMONTES, SALINAS Y CAMPOS DE DUNAS

Esta unidad fisiográfica ocupa la mayor parte de la Hoja y se dispone en forma marginal a los cordones montañosos. Está representada por el piedemonte de las sierras de Chepes, Las Minas y Ulapes, así como el de la sierra de La Huerta y el de las elevaciones menores que se extienden hacia el sur. También incluye las playas y campos de dunas de amplia distribución dentro del área mapeada.

En el piedemonte de las sierras de Chepes, Las Minas y Ulapes se distinguen las siguientes geoformas.

Bajada aluvio-coluvial moderna

Se localiza al pie de las sierras de Chepes, Las Minas y Ulapes, presenta una escasa extensión areal y está integrada por los depósitos pedemontanos recientes. La superficie es llana, con una suave inclinación hacia la llanura y los cauces no se encuentran a más de 2 a 3 m de profundidad.

Planicie de agradación terciaria cubierta por una bajada aluvial y por un manto de sedimentos eólicos limosos cuaternarios

La unidad se ubica en forma marginal a las sierras de Chepes, Las Minas y Ulapes y constituye la mayor parte de la llanura comprendida entre las sierras y las salinas. Geomorfológicamente se compone de varias formas superpuestas en tiempo y espacio. En rasgos generales, la planicie hereda la forma topográfica del antiguo piedemonte terciario (Formación Los Llanos) el cual puede encontrarse deformado por pliegues o fallas en restringidos sectores (Las Lomitas, lomas del Divisadero, cerro de la Tosquera y cerros de Castro).

Esta antigua superficie pedemontana aparece actualmente en los sectores más elevados del piedemonte. Disectando y cubriendo a la planicie de agradación terciaria se sobrepone el piedemonte cuaternario (o Plioceno superior a Cuaternario inferior), el cual desarrolla su mayor expresión al sur y oriente de la sierra de Chepes.

Cubriendo a dicho piedemonte y en los sectores donde no se sedimentaron los depósitos pedemontanos cuaternarios tiene lugar la sedimentación limosa eólica (depósitos loésicos). La misma en parte es retransportada por los procesos aluviales originados por lluvias torrenciales que acontecen sobre la superficie pedemontana y sin conexión con la sierra.

Planicies aluviales desproporcionadas y sepultadas por sedimentos eólicos limosos

Disectan a la planicie de agradación terciaria y a los piedemontes cuaternarios. Geomorfológicamente constituyen terrazas aluviales cubiertas por un manto de limos aluvio eólicos y eólicos. Los actuales cauces son de pequeñas dimensiones y están desproporcionados con respecto a la morfología que originó las terrazas.

En el piedemonte de la sierra de La Huerta, del cerro Guayaguas y de las elevaciones situadas al sur de Mascasín se han determinado las siguientes unidades geomórficas.

Bajada aluvial antigua

En la sierra de La Huerta, esta unidad está conformada por al menos tres niveles de agradación actualmente disectados. Los niveles más antiguos se encuentran adosados a la sierra, mientras los más recientes se ubican en la parte distal del piedemonte y al parecer controlados por fallas. El contacto entre el piedemonte y el cordón montañoso tiene un borde festoneado como resultado de la erosión retrocedente.

Pedimentos cubiertos y disectados

Estas formas constituyen las pendientes suaves y marginales a los montes isla y elevaciones presentes al S de Marayes (cerros Guayaguas, Negro y El Gigantillo). Se reconocieron dos niveles de pedimentación desarrollados sobre las rocas blandas del Cretácico; el más antiguo está adosado a los montes isla y elevaciones del área.

Actualmente, los dos niveles se hallan afectados por la erosión retrocedente. La misma está controlada por la existencia de fallas en el sector occidental y capturas en el sector oriental.

En las salinas y campos de dunas se han establecido las siguientes geoformas.

Campo de dunas barjanoide

Los campos de dunas se localizan en varios sectores dentro del ámbito de la Hoja. Los más grandes corresponden a los Médanos Negros y al campo de dunas que está al O de Marayes y S de la sierra de La Huerta.

En el campo de dunas de Médanos Negros se reconoce una megaforma eólica (*erg*) compuesta por dunas barjanoides, cuyas caras de deslizamiento miran al SO, y a la cual se le sobreponen dunas longitudinales. Alrededor de los Médanos Negros, la altura y dimensión de los barjanes disminuye gradualmente hasta desaparecer y conformar dunas longitudinales con mantos de arena en los sectores de interduna. Al N del cerro Guayaguas también se encuentra un campo de dunas, pero en este caso se caracteriza por presentar dunas longitudinales de 5 a 6 km de largo y sobrepuestas a las llanuras de pedimentos.

Campo de dunas longitudinales

Las dunas longitudinales están situadas en la zona distal del piedemonte, ocupando un pequeño sector en el extremo SE del área de estudio. Son parte de un sistema de geoformas eólicas más extenso que se extiende desde el norte de la localidad de San Francisco del Monte de Oro (32° 30'O) hasta el sur de la salina de Ambargasta y sur de la sierra de Ancasti (29° 30'O).

Este gran sistema eólico complejo se desarrolla en la depresión tectónica ubicada entre las Sierras Pampeanas de las provincias de San Luis y Córdoba (sierras de San Luis, Pocho, Guasapampa, Quilino) y las Sierras Pampeanas de la provincia de La Rioja (sierras Brava, de Los Llanos, Abajo y Ulapes).

En la Hoja, las dunas longitudinales se encuentran totalmente vegetadas por la bioma de Monte (quebrachales y jarillales) y, en consecuencia, están inactivas en el sentido geomorfológico, aunque existen alteraciones antrópicas que las han removilizado en algunos sectores. Tienen una morfología de ondulaciones de 0,5 a 1 m de amplitud, con longitudes de onda entre 100 a 250 metros. La orientación preferencial es NE-SO y secundariamente, N-S. Entre

las dunas se desarrollan pequeñas depresiones alargadas formadas por mantos de arenas.

La edad de este sistema de dunas se asigna al Holoceno (Carignano, 1996). El ambiente de formación de estos sedimentos se asociaría a la acción de los vientos bajo climas más áridos que los actuales, donde la vegetación habría sido más escasa y habría permitido una mayor removilización de la arena aluvial del piedemonte distal. Por otro lado, los sedimentos eólicos, al ser predominantemente feldespáticos y cuarzosos, indicarían un aporte desde las Sierras Pampeanas.

Manto arenoso y playa limosa

Dicha unidad margina a las playas salinas y se diferencia de las mismas por mostrarse un manto de arenas eólicas, de 0,3 a 0,5 m de espesor, y barreales de composición limosa. El relieve es plano con una inclinación muy suave (0,05% a 0,001%) hacia las playas salinas.

Playas salinas

La playa salina se ubica en el sector central de la Hoja y su desarrollo está controlado por la estructura geológica. La playa es un relieve deprimido donde se acumulan las sales evaporíticas de origen freático o lacustre. Alternando al mismo tiempo con dicho proceso se acumulan, aunque en menor importancia, sedimentos eólicos y aluviales limosos.

En el sector central y NE de la pampa de Las Salinas se reconocen líneas de retracción de costas que marginan cuerpos efímeros de agua. Los límites de las playas salinas pueden ser graduales con la playa limosa que lo margina (borde occidental de la salina de Mascasín) o más abruptos, ya sea por estar controlados por tenues fallamientos (borde oriental de la salina de Mascasín), o bien por constituir antiguas líneas de costa.

Planicie aluvial del río Bermejo con dunas arenosas y playas limosas-salinas

Esta asociación de geoformas aluviales, eólicas y lacustres se ubica en una depresión de origen estructural que se localiza en el ángulo sudoccidental de la Hoja, entre las sierras de La Huerta, la prolongación austral de los macizos de montes isla mencionados por el oriente y la sierra de Pie de Palo por el occidente y tiene su origen en el hundimiento relativo del o de los bloques del zócalo interpuesto entre las sierras que lo flanquean.

El aporte de los sedimentos principalmente está determinado por el río Bermejo, el cual origina una vasta llanura de inundación que fue y es cubierta e invadida por mantos y dunas eólicas parabólicas vegetadas y longitudinales activas. En el margen occidental de la depresión estructural y bordeando a la bajada aluvial reciente de la sierra de La Huerta y de la penillanura disectada de los montes isla, se localizan pequeñas playas salinas y limosas

4.2. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA

Posiblemente, en forma previa a la sedimentación de las unidades carboníferas, se habría constituido una superficie de planación regional o peneplanicie.

En el área no se conservan evidencias de las geoformas desarrolladas en tiempos mesozoicos. Los primeros eventos orogénicos andinos ascendieron las sierras de La Huerta-Valle Fértil y reactivaron, en forma inversa, las fallas directas triásicas al S de Marayes. Conjuntamente con el levantamiento se fue conformando un piedemonte al pie de la sierra de La Huerta. Al S de Marayes, el levantamiento no fue tan intenso y en consecuencia solamente quedaron expuestos algunos afloramientos del basamento y de rocas cretácicas. Ello trajo aparejado que en este sector el relieve haya evolucionado y dado lugar a la formación de montes isla que, a causa de su mayor resistencia a la erosión, emergieron progresivamente como relieves positivos y fueron rodeados por planicies de pedimentación. Posteriormente, durante el Terciario tardío y Cuaternario, acontecieron una alternancia de períodos de estabilidad e inestabilidad orogénica que dieron lugar al escalonamiento de varios niveles de pedimentación, cuyas superficies se encuentran disectadas y degradadas por la acción erosiva.

Las sierras de Chepes y Ulapes ascendieron posteriormente a la sierra de La Huerta. La menor disección fluvial de la antigua peneplanicie y la presencia de escarpas de falla mejor preservadas son un testimonio de ello. Como resultado del ascenso se pueden observar muchos valles fluviales rejuvenecidos que crecen a partir de la escarpa de falla en forma retrocedente.

En los sectores de la planicie interserrana, los depósitos poco deformados de la Formación Los Llanos dan lugar a la conformación de la planicie de agradación terciaria sobre la cual se sobrepusieron parcialmente las formas posteriores.

Reactivaciones orogénicas subsiguientes (Plioceno superior-Pleistoceno inferior) originaron cambios en el nivel de base y en el sistema de equilibrio de la red fluvial, lo cual favoreció el desarrollo de piedemontes (unidad 42). Luego, dicho piedemonte y la planicie terciaria se disectaron y comenzó a formarse la actual red fluvial.

Durante el Cuaternario, la red fluvial se minimizó y los cauces se rellenaron con sedimentos de la unidad 49. La sedimentación loésica también tiene un amplio desarrollo, ya sea en los cauces minimizados como en los interfluvios poco elevados. Uno de los últimos acontecimientos fue la formación de suelos azonales en las depresiones y la disección de los cauces en el piedemonte medio y proximal.

4.3. RIESGO GEOLÓGICO

Los riesgos geológicos más destacables son los derivados por:

- Crecientes y aluviones en los cauces actuales del piedemonte y en la planicie aluvial del río Bermejo.
- Desertificación por sobrepastoreo en las cercanías de los tajamares. Por lo general, ya se presenta en un estado de fuerte evolución. La desertificación se refleja en el aumento de la erosión eólica e hídrica y en la salinización de suelos.
- Desertificación por incendios de los montes. Este riesgo desencadenaría el aumento de la erosión eólica por falta de la protección vegetal.
- Erosión eólica por sobrepastoreo y pisoteo intenso en los campos de dunas o en sus sectores marginales.
- Caída de bloques en los sectores aledaños a las escarpas de falla.
- Movimientos sísmicos en las cercanías de las escarpas de falla. La presencia de evidencias neotectónicas intensifica este riesgo.
- Salinización de suelos bajo riego, con aguas obtenidas del Terciario y no tratadas.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

En el área de la Hoja Geológica Chepes existen evidencias de un magmatismo proterozoico, el cual se encuentra en contacto tectónico con unidades magmáticas del Paleozoico inferior. La información publicada no permite aún realizar mayores inferencias acerca de su extensión areal.

Durante el Cámbrico-Ordovícico se instaló un arco magmático asociado a subducción en el sector comprendido por las sierras de La Huerta-Valle Fértil. El calor aportado por los intrusivos produjo el metamorfismo y la migmatización de los sedimentos que conformaban la roca de caja de los mismos, en condiciones de temperaturas relativamente elevadas y presiones moderadas a bajas.

Inmediatamente al este, en el sector de las sierras de Chepes y Las Minas-Ulapes, también se reconoce este evento magmático, aunque las edades obtenidas hasta el momento lo ubican principalmente en el Ordovícico. Para este sector, los metasedimentos que actuaron como encajonantes muestran evidencias de haberse depositado durante el Neoproterozoico-Cámbrico inferior, y haber sido afectados por metamorfismo durante el Cámbrico superior. Este proceso metamórfico, de carácter relíctico, fue obliterado por el evento principalmente térmico asociado a los intrusivos ordovícicos. A su vez, las rocas de este conjunto ígneo-metamórfico registran evidencias de deformación por cizalla durante el Ordovícico medio a superior, llegando al Devónico.

El cese del magmatismo y la deformación se relacionan con la interrupción del sistema de subducción por la colisión de bloques aloctonos hacia el oeste, tal como el terreno Cuyania (fines del Ordovícico) y el terreno Chilena en el Devónico superior.

Pieters y Skirrow (1997) mencionaron la presencia de un ciclo, al que denominaron Achaliano, debido a la intrusión de cuerpos plutónicos de edad devónica en las sierras de San Luis y Córdoba. En este trabajo no se considera al mencionado ciclo, ya que se interpretan a los cuerpos plutónicos como intrusivos post tectónicos del Ciclo Famatiniano, el cual culmina en el límite devónico-carbonífero.

Posteriormente, durante el Neopaleozoico, se instaló en el margen occidental de Gondwana un sistema de subducción oblicua (Rapalini *et al.*, 1989). Este sistema generó un campo de esfuerzos transpresivo-transtensivos, el que llevó a la formación de depocentros relativamente pequeños separados por altos estructurales dentro de un relieve poco abrupto (Fernández Seveso *et al.*, 1993), donde se depositaron los sedimentos carbonífero-pérmicos.

En la sierra de La Huerta, hacia fines del Pérmico e inicios del Triásico se produjo el emplazamiento de cuerpos riolíticos, pórfiros andesíticos y derrames basálticos, probablemente asociados al inicio del volcanismo extensional de esa edad que se

desarrolla ampliamente hacia el O, principalmente dentro del ámbito de la Cordillera Frontal. Durante el Triásico continúa este evento extensional generalizado llevando a la formación del depocentro de Marayes, entre otros, el cual se ubica sobre la probable línea de sutura paleozoica entre los terrenos de Pampia y Cuyania (Ramos, 1992), este último actualmente denominado Cuyania, que involucra a las rocas basamentales expuestas principalmente en la sierra de Pie de Palo.

A partir del Cretácico inferior, la región, al igual que el resto de Gondwana, fue sometida a los esfuerzos extensionales originados por la apertura del Atlántico Sur. Estos esfuerzos generaron una serie de cuencas de *rift*, cuya orientación predominante es E-O; entre ellas, la cuenca representada actualmente en el sector de la sierra de Guayaguas, de carácter asimétrico, con su máximo depocentro hacia el E, que se desarrolló inmediatamente al E de la cuenca de *rift* triásica.

Durante el Ciclo Ándico comenzó la estructuración de la cordillera de Los Andes y, en parte, la sierra de Chepes y de Las Minas-Ulapes. Esto llevó, debido a los procesos erosivos actuantes, a la generación de depósitos continentales en cuencas de antepaís, parcialmente representados por los sedimentos terciarios aflorantes en el área.

Durante el Neógeno, la deformación se trasladó hacia el antepaís y produjo el levantamiento en bloque de la sierra de La Huerta y se originó una inversión tectónica de las fallas normales de los bordes de cuenca de *rift* triásicos y cretácicos. En algunos casos, estas fallas rompieron la superficie, mientras que en otros se reconocen por la formación de un anticlinal frontal, estando el *tip-line* en el subsuelo, característico en la sierra de Guayaguas, o en la constitución de anticlinales subaflorantes que afectan los depósitos terciarios, inmediatamente al oeste de la sierra de Las Minas.

La actividad neotectónica se concentra especialmente en el flanco occidental de la sierra de La Huerta, asociada con el lineamiento Valle Fértil-La Huerta y en el flanco occidental de la sierra de Chepes.

6. RECURSOS MINERALES

Los recursos minerales del área comprendida por la Hoja Geológica Chepes son de significativa importancia económica para el caso de los minerales metalíferos. Entre éstos se mencionan los yaci-

mientos de Au asociados a mineralización de Cu y Ag en rocas ígneas y metamórficas del Ordovícico, además de manifestaciones de U en rocas sedimentarias del Carbonífero y/o Pérmico. También se destacan los depósitos de Au y Pb-Ag-Zn en la sierra de La Huerta. De escasa importancia es la producción de granito, mientras que en las inmediaciones de la ciudad de Chepes se extraen áridos para la construcción.

6.1. DEPÓSITOS DE MINERALES METALÍFEROS

Oro (Cu-Ag)

La mineralización de Au, Cu y Ag alojada en sistemas de vetas de cuarzo aparece ampliamente distribuida en todas las sierras de Las Minas y Ulapes y en menor medida en la sierra de Chepes. La mayoría de los depósitos están en rocas plutónicas granodioríticas a graníticas del Complejo Ígneo Chepes, las que fueron emplazadas, metamorfozadas en facies anfibolita, y deformadas, en un ambiente tectónico compresivo en el Ordovícico inferior (Pieters *et al.*, 1997).

Los sistemas vetiformes de cuarzo, mineralizados con Au (Cu-Ag), de las sierras de Las Minas, Ulapes y Chepes han sido previamente interpretados como epi-hidrotermales (Sarudiansky, 1988, 1990; Cangialosi y Baldis, 1995), como epitermales (JICA/MMAJ, 1993) y como depósitos alojados en zonas de cizalla relacionadas a procesos tectónicos regionales (Cravero y Ríos Gómez, 1988; Ríos Gómez *et al.*, 1992; Cravero *et al.*, 1995).

La mineralización de Au-Cu-Ag asociada a las tocas del Granito Asperizas fue sugerida por JICA/MMAJ (1993), quienes propusieron que la mineralización se formó entre el Ordovícico y el Carbonífero, mientras que Cangialosi y Baldis (1995) sugirieron que fue durante el Ciclo Pampeano (Pieters *et al.*, 1997).

En el Proyecto de Cooperación - Mapeo Geocientífico de las Sierras Pampeanas desarrollado en conjunto por el Servicio Geológico Australiano (AGSO) y la Secretaría de Minería de la Nación, Pieters *et al.* (1997) corroboraron el modelo de formación de vetas de cuarzo con Au-Cu-Ag en zonas de cizalla relacionadas a deformación regional y, adicionalmente, apuntaron a una posible relación genética con granitoides devónicos.

Un rasgo llamativo de las imágenes aeromagnéticas, particularmente en las sierras de

Las Minas y Ulapes, es el modelo de lineamientos orientados al NO y NE y zonas de muy baja respuesta magnética. En áreas de afloramientos, algunos lineamientos magnéticamente bajos corresponden a zonas de cizalla y fracturas mineralizadas (Hungerford y Pieters, 1996). Es interesante observar que la mayoría de los depósitos de Au-Cu-Ag más ampliamente explotados aparecen dentro de este dominio regional de bajo magnetismo.

Las dataciones realizadas por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en micas de alteración, asociadas a mineralización de Au-Cu-Ag y dentro de estructuras de rumbo NO, sugieren que tanto la alteración como el cizallamiento sucedieron en el Devónico inferior (Pieters *et al.*, 1997). Las vetas de cuarzo que contienen Au, Cu y Ag ocurren según dos orientaciones principales, NO y NE, con fuerte buzamiento, con una pequeña proporción orientada aproximadamente E-O. Las vetas forman juegos lineares, sinuosos y sigmoidales, en forma de cuchillada y en algunos depósitos muestran distribuciones en *echelon*. Es común el acuñaamiento-ensanchamiento, del que resultan vetas extensivas subverticalmente, en apariencia desgarradas. En cercanías de las vetas comúnmente (pero no en todos los depósitos) la roca de caja está intensamente foliada e hidrotermalmente alterada a sericita, pirita y clorita.

Semejanzas en ambiente estructural, mineralogía de vetas, alteración, texturas, geoquímica y secuencias paragenéticas observadas en más de 15 yacimientos de Au-Cu-Ag en las sierras de Las Minas, Ulapes y Chepes permiten tratar a los depósitos como un grupo (Pieters *et al.*, 1997).

Se distinguen dos tipos composicionales y texturales de oro: electrum primitivo, de grano fino, fuertemente asociado con pirita (JICA/MMAJ, 1993; Cravero *et al.*, 1995) y oro grueso, posterior, asociado con hematita, goethita, calcedonia, ópalo, crisocola, malaquita y otras fases supergénicas (Cravero *et al.*, 1995). El oro grueso puede ser visto a simple vista en muestras de mano y se lo interpreta como proveniente de la removilización de Au primitivo (Ríos Gómez *et al.*, 1992; Cravero *et al.*, 1995; Pieters *et al.*, 1997). Zonas relativamente angostas (3 m) de alteración hidrotermal sericita-pirita y hematita están bien desarrolladas alrededor de algunos sistemas de vetas, mientras que la alteración distal (clorita-epidoto-carbonato) generalmente es débil (distrito Las Callanas; La Pirca) o ausente. Son poco comunes la silicificación penetrativa y el desarrollo de vetas de cuarzo en *stockwork* (ej.: San Isidro - Grupo Sur) (Pieters *et al.*, 1997).

En JICA/MMAJ (1993) se describió oro nativo en El Arbolito y un mineral no identificado de Bi-Cu en La Pirca. Sarudiansky (1988) informó sobre la presencia de arsenopirita y berthierita en El Abra.

El área de las sierras de Las Minas, Chepes y Ulapes fue intensamente muestreada para efectuar análisis geoquímicos. Las muestras fueron tomadas de afloramientos, escombreras y testigos de perforación (JICA/MMAJ, 1993, 1994; O. Marcos, com. personal, 1995; J. Ríos Gómez, com. personal, 1995; Sarudiansky, 1988; Marcos, 1987, 1988, en JICA/MMAJ, 1993; Cravero *et al.*, 1995; Lyons *et al.*, 1996).

Si bien los valores máximos de Au en algunos depósitos son relativamente altos, los mismos son muy variables, tanto en muestras de superficie como en testigos de perforaciones. Esto está indicado por la muy alta desviación estándar y muy bajo modo. El promedio total para 525 muestras es de 5,7 g/t Au, con desviación estándar de 16,5 g/t y asimetría de 6,1 (Pieters *et al.*, 1997). En zonas de mayor ley de Au, los tenores de Ag generalmente son de hasta 10-30 ppm; valores anómalos de hasta 553 ppm fueron notificados por JICA/MMAJ (1993). Comúnmente el Cu está en el rango de 0,1-3 % y el Pb en unos 200-3000 ppm en aquellas zonas de más alta ley de Au-Cu-Ag. Dado que las vetas son espaciadas y algo delgadas (unos 1,5 m de ancho), los depósitos conocidos no son indicativos de grandes recursos de Cu o Pb. El potencial de las sierras de Las Minas, Ulapes y Chepes es predominantemente por Au y, en menor medida, Ag (Pieters *et al.*, 1997).

También se realizaron estudios de inclusiones fluidas (JICA/MMAJ, 1993; Cravero *et al.*, 1995) y análisis de isótopos de oxígeno, hidrógeno y azufre de minerales hidrotermales (Lyons *et al.*, 1996). Se describieron tres tipos de inclusiones fluidas (Cravero *et al.*, 1995), basados en radios de fase y a temperatura ambiente, a saber: Tipo I: líquido-vapor acuoso; Tipo II: CO₂ - inclusiones ricas, con H₂O (líquido) y CO₂ (líquido y/o vapor) y Tipo III (raro): hipersalino, con fases acuosas líquido-vapor y un cristal de halita.

Los fluidos hidrotermales responsables del transporte de Au, Cu, Ag, Pb y otros metales en los yacimientos de La Rioja han sido ligeramente ácidos o de pH casi neutro, lo cual se deduce por la existencia de alteración sericitica y vetas de carbonato. Dada la coexistencia de carbonatos con sulfuros, en un estadio inicial es posible que los fluidos portadores de metales fueran salinos y ricos en CO₂ o, más probablemente, dos fluidos se hayan mezclado. La presencia de CO₂ líquido en inclusiones fluidas y un estilo de deformación frágil-dúctil, sugiere que las

vetas se formaron en condiciones de presión y temperatura moderadamente elevadas, como en un ambiente mesotermal (Pieters *et al.*, 1997).

El ambiente tectónico y estructural de la formación de vetas, geometrías y texturas de vetas, geoquímica de la alteración hidrotermal e isótopos estables guarda semejanzas con los depósitos mesotermales vetiformes de Au de la cordillera de América del Norte (Nesbitt y Muehlenbachs, 1989; Goldfarb *et al.*, 1997). Como tal, los yacimientos de Au (Cu, Ag) de las sierras de Las Minas, Ulapes y Chepes son considerados como parte del amplio rango de depósitos de vetas auríferas mesotermales, estructuralmente controladas, que se encuentran en macizos orogénicos (incluyendo vetas de cuarzo aurífero de baja sulfuración de Cox y Singer, 1986). Sin embargo, los yacimientos de La Rioja son relativamente variables en contenido de Cu-Pb comparados con los «típicos» depósitos mesotermales de Au vetiforme de la cordillera de Norteamérica.

Los elevados tenores de Cu-Pb, las moderadas a altas salinidades de algunos fluidos involucrados en la formación de vetas y la similitud de las composiciones isotópicas oxígeno-hidrógeno de los fluidos calculados con aguas magmáticas indican una contribución de fluidos y/o metales desde las rocas ígneas. Los granitoides del Devónico inferior, tales como los inferidos por imágenes aeromagnéticas bajo cubierta de rocas al O de la sierra de Las Minas, se considera que son las posibles fuentes generadoras de fluidos y/o metales y/o energía de calor (Pieters *et al.*, 1997).

Plomo-Plata-Cinc (Au)

En la sierra de La Huerta, provincia de San Juan, se ubica el distrito minero polimetálico (Pb-Ag-Zn y Au) Cerro Blanco, con antecedentes de actividad minera desde el siglo pasado.

Las minas más importantes están en la quebrada Blanca (Albión, Caledonia, Blanca, Yolanda, etc.) y en la quebrada Yanzi (Yanzi y Cristal Blenda). Más alejadas, se localizan las minas Sirio y Poupeé.

Las unidades hospedantes son metamorfitas y rocas ígneas pertenecientes al Complejo Valle Fértil (Cardó y Pérez, 1995). Se mencionan cuatro juegos de fracturas relacionadas con los principales cuerpos mineralizados; ellos son: a) N-S/45E, b) NO-SE y alto ángulo de buzamiento al E, c) NE-SO y alto ángulo de buzamiento al O y d) aproximadamente E-O, subvertical o alto ángulo al norte. Los clavos mineralizados de las principales minas están controlados por esos juegos de fracturas (Cardó y Pérez, 1995).

En general, el tipo de yacimiento es hidrotermal, meso a epitermal, de relleno de fisuras (fracturas y zonas de cizalla) y de reemplazo en cuerpos calcáreos. Los cuerpos mineralizados son vetiformes (vetas paralelas, entrecruzadas, en rosario y lenticulares); además se advierten cuerpos de brechas de cizalla, bolsas y clavos en cruce de fracturas y cuerpos irregulares en bancos de calizas cristalinas deformados (Cardó y Pérez, 1995).

Las minas Albión y Caledonia fueron explotadas en las décadas del '40 y del '50, con leyes medias de hasta 80 g/t Au en zona de óxidos. La mineralización consiste en pirita aurífera y oro nativo junto a enargita, magnetita y hematita. En la zona de enriquecimiento se observa covellina y digenita (Cardó y Pérez, 1995). En los yacimientos de Pb-Ag-Zn se encuentran blenda y galena como minerales de mena, además de pirita, tenantita, calcopirita y arsenopirita. La mina Blanca registra tenores medios de 5 g/t Au y 18% Zn, mientras que la mina Yanzi tiene leyes de plata de más de 1 kg/t (Cardó y Pérez, 1995).

A unos 40 km al N de Marayes, en el sector medio a inferior de la quebrada Santo Domingo, Cardó y Pérez (1995) mencionaron una zona de alteración conocida como El Arriero. Se trata de un pórfiro dacítico alterado, intensamente piritizado y silicificado, que aflora escasamente en los cauces de las quebradas subsidiarias. La pirita se halla diseminada, en venillas y, a veces, formando nidos. Los sulfuros diseminados en el pórfiro son, según observaciones realizadas al microscopio, calcopirita, blenda, galena, tetraedrita-tennantita y plata nativa, además de pirita.

Uranio

Una serie de manifestaciones de uranio están expuestas en mapas previos de las sierras de Chepes, Las Minas y Ulapes, aunque se carece de datos precisos sobre la ubicación de las mismas.

Las descripciones de la existencia de uranio dadas por Belluco *et al.* (1974) indican que el mismo aparece dentro de rocas sedimentarias del Carbonífero o Pérmico, las que a su vez se encuentran en una estrecha cuenca que atraviesa a las sierras de Chepes, Las Minas y Ulapes. Sin embargo, las localizaciones imprecisas disponibles para las manifestaciones de uranio generalmente están representadas en el basamento paleozoico o en cubiertas sedimentarias cenozoicas. Es probable que las ocurrencias de uranio sean pequeños ejemplos de depósitos tipo «areniscas uraníferas» o «roll-front

uranio» (e.g. Ruznicka y Bell, 1984, en Pieters *et al.*, 1997). Además, varias fuentes asocian al uranio con depósitos de Au-Cu en la sierra de Las Minas. Como el uranio es transportado en fluidos oxidantes (Wilde *et al.*, 1989), la mineralización puede estar asociada con la alteración hematítica en los depósitos de Au-Cu. Por ello, el uranio demuestra ser un elemento guía en la exploración para la búsqueda de depósitos de Au (Pieters *et al.*, 1997).

6.2. DEPÓSITOS DE MINERALES INDUSTRIALES Y ROCAS ORNAMENTALES

Arena y grava

En las cercanías de las localidades de Chepes y Desiderio Tello se localizan varias canteras de áridos que inicialmente fueron usados en la construcción de la vieja ruta nacional 20 y que actualmente abastecen de material a la zona. Se trata de gravas arenosas rojizas, de 2 a 3 m de potencia, bajo una cubierta de loess de aproximadamente 0,5 m de espesor. Si bien el piedemonte al E de la sierra de La Huerta posee condiciones para ser explotado, esto no sucede por la ausencia de centros consumidores cercanos (Tchilinguirian, com. personal, 1998).

Fluorita

En la mina Ruth Stell existe una veta de 365 m de corrida, con rumbo NO-SE/68-75°NE y espesores que varían entre 1,3 y 7,5 metros. La fluorita es de colores blanco, gris, celeste y verde, con textura entre sacaroide y bandeada y, en menor medida, granular mediana (Angelelli *et al.*, 1980).

Granito ornamental

Pieters *et al.* (1997) mencionaron la extracción de material granítico en el extremo norte de la sierra de Ulapes (Cantera Piedras Negras) y consideraron que la Norita Quemado, de grano grueso, relativamente inalterada, tiene un potencial significativo como roca para la construcción.

6.3. COMBUSTIBLES SÓLIDOS

Carbón

Las minas Rickard, Aída, Eloísa, Cardiff y Valle Negro se ubican en la loma de Los Palos, a po-

CUADRO - RESUMEN DE INDICIOS Y OCURRENCIAS MINERALES DE LA HOJA GEOLÓGICA 3166-III, CHEPES.

N° INDICIO	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS			HOJA 1:100.000	LITOLOGÍA	UNIDAD CARTOGRÁFICA	EDAD	MINERALOGÍA	LABORES MINERAS
				X	Y	Z						
1	Cu, Mo, Au	El Arriero	Sierra de La Huerta	31°15'00"S	67°21'00"O		Porfido dacítico anfibólico	Complejo Valle Fértil	Paleozoico inferior	Py, Cp, Bi, Ga	Destapes	
2	Pb, Ag, Zn	Poupée	Sierra de La Huerta	31°16'19"S	67°21'15"O		Esquistos y gneises	Complejo Valle Fértil	Paleozoico inferior	Ga ar, Bi, Ag, Q, Py, Pírol, Ank	1 socavón de 225 m y labores irregulares	
3	Pb, Ag, Zn	Sirio	Sierra de La Huerta	31°20'40"S	67°19'25"O		Esquistos y gneises	Complejo Valle Fértil	Paleozoico inferior	Ga ar, Bi, Ag, Q, Py, Pírol	Galería de 70 m y otras labores	
4	Fl	Ruth - Stella	Sierra de La Huerta	31°22'33"S	67°21'45"O		Esquistos y gneises	Complejo Valle Fértil	Paleozoico inferior	Fl, Q, Clid	Más de 300 m de galerías	
5	Pb, Ag, Zn	Yolanda	Sierra de La Huerta	31°23'07"S	67°20'23"O		Esquistos, calizas, gneises	Complejo Valle Fértil	Paleozoico inferior	Bi, Ga, Q, Py, Ars	Un socavón y subniveles	
6	Pb, Ag, Zn	Blanca	Sierra de La Huerta	31°23'11"S	67°20'37"O		Calizas	Complejo Valle Fértil	Paleozoico inferior	Ga, Bi, Au, Py, Q, Ca	Labores aterradas	
7	Au	Albión	Sierra de La Huerta	31°23'21"S	67°20'33"O		Esquistos, diques riolíticos	Complejo Valle Fértil	Paleozoico inferior	Py au, Au, Q, Ca, Lim, Ga, Bi, Cp	Un nivel	
8	Au	Caledonia	Sierra de La Huerta	31°23'21"S	67°20'30"O		Esquistos, diques riolíticos	Complejo Valle Fértil	Paleozoico inferior	Py au, Au, Q, Ca, Lim, Ga, Bi, Cp	Labores en 3 niveles; 90 m de promedio	
9	Pb, Ag, Zn	La Lata	Sierra de La Huerta	31°23'46"S	67°23'13"O		Esquistos, gneises y anfíbolitas	Complejo Valle Fértil	Paleozoico inferior	Py, Lim, S, Cp, Sid, Ca, Gyp, MI	Destape y 1 pique	
10	Pb, Ag, Zn	Cristal Bienda	Sierra de La Huerta	31°24'18"S	67°19'50"O		Esquistos, calizas, gneises	Complejo Valle Fértil	Paleozoico inferior	Ga, Bi, Py, Q, Sid	3 niveles y desarrollos sobre veta	
11	Pb, Ag, Zn	Yanzi	Sierra de La Huerta	31°24'18"S	67°19'46"O		Esquistos, calizas, gneises	Complejo Valle Fértil	Paleozoico inferior	Ga ar, Bi, Lim, Py, Q, Ca, Sid	5 niveles y subniveles; labores de 2000 m	
12	Pb, Ag, Zn	Antares	Sierra de La Huerta	31°24'22"S	67°21'00"O		Calizas, esquistos, anfíbolitas	Complejo Valle Fértil	Paleozoico inferior	Lim, Mn, Ga, Ca, Py, Q, Psi, Pírol, Ce, Ang sondeos	Destapes, rajos y sondeos	
13	Pb, Ag, Zn	Alicia	Sierra de La Huerta	31°24'41"S	67°20'37"O		Calizas, esquistos, anfíbolitas	Complejo Valle Fértil	Paleozoico inferior	Lim, Mn, Ga, Ca, Py, Q, Psi, Pírol, Ce, Ang sondeos	Destapes, rajos y sondeos	
14	Au	Martha I, Martha II	Sierra de La Huerta	31°25'00"S	67°23'45"O		Anfíbolitas, esquistos, gneises	Complejo Valle Fértil	Paleozoico inferior	Au, Cu, Lim, Cp	Chiflones: 170 m	
15	Carbón	Rickard, Aida, Eloísa, Cardiff, Valle Negro	Sierra de La Huerta	31°30'00"S	67°24'05"O		Pelitas y areniscas	Formación Carrizal	Triásico		Labores subterráneas	

CUADRO - RESUMEN DE INDICIOS Y OCURRENCIAS MINERALES DE LA HOJA GEOLÓGICA 3166-III, CHEPES (CONTINUACIÓN).

N° INDICIO	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS		HOJA 1:100.000	LITOLOGÍA	UNIDAD CARTOGRÁFICA	EDAD	MINERALOGÍA	LABORES MINERAS
				X	Y						
N° INDICIO	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS	COORDENADAS	HOJA 1:100.000	LITOLOGÍA	UNIDAD CARTOGRÁFICA	EDAD	MINERALOGÍA	LABORES MINERAS
16	Pb, Ag, Zn	Huinca	Sierra de La Huerta	31°25'00"S	67°20'43"O	3166-25	Calizas, esquistos, anfíbolitas	Complejo Valle Fértil	Paleozoico inferior	Lim, Mn, Ga, Ca, Py, Q, Psi, Pírol, Ce, Ang	Destapes, rajos y sondeos
17	Au, Cu, Ag	Leon	Sierra de Chepes	31°04'36"S	66°32'00"O	3166-20	Migmatita, enclaves del Complejo Olla, granito biot. musc., pegmatitas, apilitas	Complejo Igneo Chepes	Ordovícico	Oro, malaquita, crisocola	
18	Cuarzo	Villa Casana	Sierra de Chepes	31°09'57"S	66°34'21"O	3166-20	Migmatita, enclaves del Complejo Olla, granito biot. musc., pegmatitas, apilitas	Complejo Igneo Chepes	Ordovícico		
19	Au, Cu, Ag	Ñoquebe	Sa. de Chepes/Sa. de Argañaraz	31°11'18"S	66°44'34"O	3166-20	Migmatita, granito biotit. muscovit., granodiorita, tonalita, cuarzodiorita	Complejo Igneo Chepes, mixto	Ordovícico	Oro, malaquita, crisocola	
20	Au, Cu, Ag, U	San Eduardo (Almalán)	Sierra de Chepes	31°12'10"S	66°34'49"O	3166-20	Migmatita, granito biotit. muscovit., granodiorita, tonalita, cuarzodiorita	Complejo Igneo Chepes, mixto	Ordovícico	Oro, malaquita, crisocola	
21	U	Santa Rosa	Sierra de Chepes	31°14'38"S	66°36'27"O	3166-20					
22	Au, Cu, Ag	Santa María	Sierra de Chepes	31°14'39"S	66°36'56"O	3166-20	Migmatita, granito biotit. muscovit., granodiorita, tonalita, cuarzodiorita	Complejo Igneo Chepes, no diferenciado	Ordovícico	Oro, malaquita, crisocola	
23	U	Agua Quemada	Sierra de Chepes	31°15'06"S	66°34'06"O	3166-20					
24	U	Chepes Viejo	Sierra de Chepes	31°19'05"S	66°36'40"O	3166-20					
25	Granito	Camera Piedras Negras		31°23'52"S	66°23'43"O	3166-27					
26	Au, Cu, Ag	El Arbolito	Sierra de Las Minas	31°28'14"S	66°19'14"O	3166-27	Granito, granodiorita	Complejo Igneo Chepes	Ordovícico	Oro, malaquita, crisocola	
27	Au, Cu, Ag	San Antonio	Sierra de Las Minas	31°29'43"S	66°19'09"O	3166-27	Granito, granodiorita	Complejo Igneo Chepes	Ordovícico	Oro visible, malaquita crisocola	
28	Au, Cu, Zn	El Espinillo II	Sierra de Las Minas	31°31'43"S	66°19'48"O	3166-27	Granito, granodiorita	Complejo Igneo Chepes	Ordovícico	Oro visible, malaquita crisocola	
29	Au	La Negra	Sierra de Las Minas	31°31'54"S	66°18'00"O	3166-27	Granodiorita biotit. monzogranito, tonalita	Complejo Igneo Chepes	Ordovícico	Oro, malaquita, crisocola	
30	Au, Ag, Cu, Zn	El Espinillo I	Sierra de Las Minas	31°32'06"S	66°20'26"O	3166-27	Granito, granodiorita	Complejo Igneo Chepes	Ordovícico	Oro libre	
31	Au	La Marta	Sierra de Las Minas	31°32'45"S	66°17'51"O	3166-27	Granodiorita biotit. monzogranito, tonalita	Complejo Igneo Chepes	Ordovícico	Oro, malaquita, crisocola	

CUADRO - RESUMEN DE INDICIOS Y OCURRENCIAS MINERALES DE LA HOJA GEOLÓGICA 3166-III, CHEPES (CONTINUACIÓN).

N° INDICIO	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS		HOJA 1:100.000	LITOLOGÍA	UNIDAD CARTOGRAFICA	EDAD	MINERALOGÍA	LABORES MINERAS
				X	Y						
32	Au	Cuesta de la Florida	Sierra de Las Minas	31°35'42"S	66°17'14"O	3166-27	Granodiorita biotit., monzogranito, tonalita	Complejo Ígneo Chepes	Ordovícico	Oro, malaquita, crisocola	
33	Au, Cu, Zn	Adriana I a XXXV	Sierra de Las Minas	31°35'58"S	66°20'29"O	3166-27	Migmatita, granodiorita, tonalita, granito	Complejo Ígneo Chepes	Ordovícico		
34	U	La Cayana	Sierra de Las Minas	31°36'32"S	66°19'59"O	3166-27	Granito, granodiorita	Complejo Ígneo Chepes	Ordovícico		
35	U	San Pedro - San Pablo	Sierra de Las Minas	31°38'28"S	66°20'58"O	3166-27					
36	Au, Cu, Ag	Casas Viejas	Sierra de Las Minas	31°38'35"S	66°19'39"O	3166-27	Granito, granodiorita	Complejo Ígneo Chepes	Ordovícico	Oro, malaquita, crisocola	
37	Au, Cu, Ag	Las Botijas	Sierra de Las Minas	31°38'37"S	66°20'18"O	3166-27	Granito, granodiorita	Complejo Ígneo Chepes	Ordovícico	Oro, malaquita, crisocola	
38	U	El Totoral	Sierra de Las Minas	31°40'34"S	66°22'44"O	3166-33					
39	Au	La Callana V o Bella Francia	Sierra de Las Minas	31°41'32"S	66°21'25"O	3166-33	Migmatita, granodiorita, tonalita, granito	Complejo Ígneo Chepes	Ordovícico	Oro, malaquita, crisocola	
40	Au	La Callana III o San Pedro	Sierra de Las Minas	31°41'42"S	66°21'40"O	3166-33	Migmatita, granodiorita, tonalita, granito	Complejo Ígneo Chepes	Ordovícico	Oro, malaquita, crisocola	
41	Au	La Callana II o Grupo Senda Compuesta	Sierra de Las Minas	31°41'46"S	66°21'34"O	3166-33	Migmatita, granodiorita, tonalita, granito	Complejo Ígneo Chepes	Ordovícico	Oro, malaquita, crisocola	
42	Au	La Callana VI	Sierra de Las Minas	31°41'50"S	66°21'35"O	3166-33	Migmatita, granodiorita, tonalita, granito	Complejo Ígneo Chepes	Ordovícico	Oro, malaquita, crisocola	
43	Au	La Callana IV (La Mesada)	Sierra de Las Minas	31°41'59"S	66°21'18"O	3166-33	Migmatita, granodiorita, tonalita, granito	Complejo Ígneo Chepes	Ordovícico	Oro, malaquita, crisocola	
44	Au	La Callana IV (El Chorrillo)	Sierra de Las Minas	31°42'01"S	66°21'21"O	3166-33	Migmatita, granodiorita, tonalita, granito	Complejo Ígneo Chepes	Ordovícico	Oro, malaquita, crisocola	
45	Au	Brava	Sierra de Las Minas	31°42'38"S	66°20'04"O	3166-33	Migmatita, granodiorita, tonalita, granito	Complejo Ígneo Chepes	Ordovícico	Oro, malaquita, crisocola	
46	Au	La Callana VII o Grupo Las Mellizas	Sierra de Las Minas	31°43'00"S	66°20'32"O	3166-33	Migmatita, granodiorita, tonalita, granito	Complejo Ígneo Chepes	Ordovícico	Oro, malaquita, crisocola	
47	Au, U	Grupo Norte o San Isidro	Sierra de Las Minas	31°46'02"S	66°18'50"O	3166-33	Granodiorita biotit., monzogranito, tonalita	Complejo Ígneo Chepes	Ordovícico	Oro, malaquita, crisocola	

CUADRO - RESUMEN DE INDICIOS Y OCURRENCIAS MINERALES DE LA HOJA GEOLÓGICA 3166-III, CHEPES (CONTINUACIÓN).

N° INDICIO	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS		HOJA 1:100.000	LITOLOGÍA	UNIDAD CARTOGRAFICA	EDAD	MINERALOGÍA	LABORES MINERAS
				X	Y						
48	Au, U	Río Noquis o San Isidro	Sierra de Las Minas	31°46'22" S	66°18'02" O	3166-33	Granito, granodiorita	Complejo Igneo Chapes	Ordovícico	Oro, malaquita, crisocola	
49	Au, U	Grupo Sur o San Isidro	Sierra de Las Minas	31°47'42" S	66°20'35" O	3166-33	Migmatita, granodiorita, tonalita, granito	Complejo Igneo Chapes	Ordovícico	Oro, malaquita, crisocola	
50	Au	San Rafael	Sierra de Las Minas	31°49'59" S	66°20'24" O	3166-33	Granito, granodiorita	Complejo Igneo Chapes	Ordovícico	Oro, malaquita, crisocola	
51	Au	La Chilca	Sierra de Las Minas	31°52'11" S	66°17'42" O	3166-33	Monzogranito biotítico	Complejo Igneo Chapes	Ordovícico	Oro, malaquita, crisocola	
52	Au	Vallecito	Sierra de Las Minas	31°53'39" S	66°17'29" O	3166-33	Granodiorita biotit., monzogranito, tonalita	Complejo Igneo Chapes	Ordovícico	Oro, malaquita, crisocola	
53	Au	Cerco Quemada	Sierra de Las Minas	31°54'11" S	66°19'13" O	3166-33	Granito, granodiorita	Complejo Igneo Chapes	Ordovícico	Oro, malaquita, crisocola	
54	Au	Faldeo Oriental	Sierra de Las Minas	31°54'32" S	66°17'14" O	3166-33	Granodiorita biotit., monzogranito, tonalita	Complejo Igneo Chapes	Ordovícico	Oro, malaquita, crisocola	
55	Au	Este Quebrada del Portezuelo	Sierra de Las Minas	31°55'04" S	66°18'05" O	3166-33	Granodiorita biotit., monzogranito, tonalita	Complejo Igneo Chapes	Ordovícico	Oro, malaquita, crisocola	
56	Au	La Tierrita Colorada	Sierra de Ulapes	31°29'45" S	66°14'24" O	3166-27	Milonita, protomilonita, ultamilonita	Milonita Ulapes	Ordovícico	Oro, malaquita, crisocola	
57	Au, U	El Abra	Sa. de Las Minas/Sa. de Ulapes	31°29'51" S	66°14'09" O	3166-27	Milonita, protomilonita, ultamilonita	Milonita Ulapes	Ordovícico	Oro, malaquita, crisocola	
58	Au	La Pastora	Sierra de Ulapes	31°29'51" S	66°13'48" O	3166-27	Milonita, protomilonita, ultamilonita	Milonita Ulapes	Ordovícico	Oro, malaquita, crisocola	
59	Au	El Indio	Sierra de Ulapes	31°30'02" S	66°14'21" O	3166-27	Milonita, protomilonita, ultamilonita	Milonita Ulapes	Ordovícico	Oro, malaquita, crisocola	
60	Au	La Pirca	Sierra de Las Minas	31°45'26" S	66°13'44" O	3166-33	Granito, granodiorita	Complejo Igneo Chapes	Ordovícico	Oro, malaquita, crisocola	
61	Au	El Cerco	Sierra de Las Minas	31°46'30" S	66°13'36" O	3166-33	Granito, granodiorita	Complejo Igneo Chapes	Ordovícico	Oro, malaquita, crisocola	
62	Au	Veta Ortiz	Sierra de Las Minas	31°49'02" S	66°12'21" O	3166-33	Granito biotítico muscovítico	Complejo Igneo Chapes	Ordovícico	Oro, malaquita, crisocola	
63	Au, Ag, Cu	Dos Buitos	Sierra de Las Minas	31°58'22" S	66°19'18" O	3166-33	Granodiorita biotit., monzogranito, tonalita	Complejo Igneo Chapes	Ordovícico	Oro, malaquita, crisocola	

Abreviaturas: Ag: plata; Ang: anglesita; Ank: ankerita; Au: oro; Bl: blenda; Ca: calcita; Ce: cerussita; Cld: calcedonia; Cov: covellina; Cp: calcopirita; Cu: cobre; Fl: fluorita; Ga: galena; Gg: arg. galena argentífera; Gyp: yeso; Lim: limonita; Ml: malaquita; Mn: manganeso; Mo: molibdeno; Piro: pirolusita; Psi: psilomelano; Pb: plomo; Py: pirita; Py au: pirita aurífera; Q: cuarzo; Sid: siderita; U: uranio; Zn: cinc

cos km al SE de la localidad de Marayes. Están emplazadas en la Formación Carrizal (Triásico medio a superior) constituida por areniscas finas carbonosas, areniscas conglomerádicas y conglomerados maduros, calcáreos, con limolitas, arcilitas y mantos de carbón arcilloso (véase Grupo Marayes).

7. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

En esta Hoja Geológica se han evaluado sitios de interés geológico que abarcan, entre otros, aspectos estratigráficos, petrológicos y mineros.

Arco magmático paleozoico y metasedimentos asociados

Gran parte de las sierras de La Huerta, Chepes y Las Minas-Ulapes están formadas por rocas ígneas de distinta composición, desde básicas (gabros, dioritas), intermedias (tonalitas) hasta más ácidas representadas por granodioritas y granitos. Estas rocas forman parte del arco magmático ordovícico formado por la subducción de una placa oceánica por debajo del protomargen del Gondwana. Los afloramientos de la roca de caja, metasedimentos cuarcíticos y pelíticos, están bien expuestos en la sierra de Chepes.

En la quebrada de La Mesada, sector oriental de la sierra de La Huerta, cerca de la localidad de Chucuma, se visualizan excelentes afloramientos de granodioritas y tonalitas de este arco.

En la sierra de Chepes, en la localidad de Villa Casada se observan metasedimentos cuarcíticos y pelíticos del Complejo Metamórfico Olta, depositados entre el Precámbrico superior y el Cámbrico inferior. En la misma sierra y a lo largo del río La Calera, entre Villa Chepes y Villa Casada, se pueden encontrar migmatitas asociadas a granitos, granodioritas y tonalitas; el protolito de las migmatitas son metasedimentos del Complejo Metamórfico Olta, migmatizado en el Ordovícico.

Volcanismo neopaleozoico

En el sector sudeste de la sierra de La Huerta hay una serie de cuerpos subvolcánicos, diques anulares y longitudinales de composición riolítica que intruyen al basamento ígneo-metamórfico.

En la quebrada Blanca se encuentra la riolita del cerro Blanco, representada por una brecha

volcánica ácida con alteración filítica y propilítica y mineralización aurífera. Cuerpos similares se hallan en el área del cerro El Temblor. Su edad es pérmica superior a triásica inferior y se asociaría a una etapa de alivio extensional póstuma asimilable al evento volcano-plutónico del Choiyoi.

Cuenca extensional triásica: Grupo Marayes

Sobre la ruta provincial 28 y en los alrededores de la localidad de Marayes afloran secuencias sedimentarias relacionadas con la evolución del *rift* triásico. Se inician con depósitos de alta energía, propios de ambiente de pie de monte distal, los que progresan a facies más finas, originadas en valles intermontanos con cauces anastomosados (Formación Esquina Colorada).

La secuencia evoluciona a depósitos de valles aluviales pantanosos, con depósitos carbonosos, que revelan la etapa de mayor tranquilidad de la cuenca (Formación Carrizal). Culmina con la Formación Quebrada del Barro, la que representa sedimentos de pie de monte distal a proximal con conos aluviales coalescentes.

Presentan restos de plantas fósiles, granos de polen y restos de dinosaurios que permiten asignar los sedimentos al Triásico medio a superior.

Basalto Marayes Viejo, volcanismo de *synrift*

En el cementerio de la localidad de Marayes (Marayes Viejo) se observa uno de los pocos exponentes del volcanismo asociado a la etapa de *synrift* triásico. Corresponde a un dique basáltico alcalino, de unos 15 m de potencia, que intruye a las sedimentitas triásicas de la Formación Esquina Colorada.

Depósitos terciarios distales, cuenca de antepaís pliocena

La ruta provincial 28, entre la sierra de Las Imanas y la localidad de Chepes, corta pequeños afloramientos de sedimentitas atribuidos a la Formación Los Llanos (Plioceno). Son principalmente areniscas y arcilitas interpretados como depósitos distales de cuenca de antepaís relacionados con la estructuración de la cordillera andina. Estos afloramientos formarían parte de una estruc-

tura anticlinal reconocida más al sur, producto de la inversión tectónica Ándica, la cual está afectando antiguas fallas directas del sistema de *rift* cretácico.

Mineralización aurífera en las sierras de Las Minas y Ulapes

Una mineralización de Au, Cu y Ag alojada en sistemas de vetas de cuarzo, asociadas a zonas de cizalla de extensión regional se halla en las sierras de Las Minas y Ulapes. Correspondería a depósitos mesotermales asociados a granitoides devónicos. En la localidad de El Arbolito, flanco occidental de la sierra de Las Minas, fue descrito oro nativo.

Distrito minero polimetálico Cerro Blanco

En el sector sur de la sierra de La Huerta, en la quebrada Blanca, se ubica este distrito minero con Pb-Ag-Zn y Au, alojado en metasedimentitas y rocas ígneas, y asociado a fracturas. Presenta antecedentes de actividad minera desde el siglo pasado.

Las minas más importantes (Albión, Caledonia, Blanca, Yolanda, etc) están en esta quebrada. En la quebrada de Yanzi se localizan las minas Yanzi y Cristal Blenda.

Son yacimientos hidrotermales, de relleno de fisuras y de reemplazo en cuerpos calcáreos. La mineralización corresponde a pirita aurífera y oro nativo junto a enargita, magnetita y hematita. Los yacimientos de Pb-Ag-Zn presentan blenda y galena, además de pirita, tenantita, calcopirita y arsenopirita.

BIBLIOGRAFÍA

- ANGELELLI, V., I. SCHALAMUK y R. FERNÁNDEZ, 1980. Los yacimientos de minerales no metalíferos y rocas de aplicación de la región Centro-Cuyo. Anales de la Secretaría de Estado de Minería, 19, 261 pp. Buenos Aires.
- BALDO, E., C. CASQUET, C.W. RAPELA, R.J. PANKHURST, C. GALINDO, C.M. FANNING y J. SAAVEDRA, 2001. Ordovician metamorphism at the southwestern margin of Gondwana: P-T conditions and U-Pb SHRIMP ages from Loma de Las Chacras, Sierras Pampeanas. 3th South American Symposium on Isotope Geology: 544-547.
- BASTÍAS, H., P. BARALDO y L. PIA, 1984. Afloramientos calcáreos en el borde oriental del valle del Bermejo, provincia de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 39(1-2):153-155. Buenos Aires.
- BASTÍAS, H., E. ULIARTE, J. de DIOS PAREDES, A. SÁNCHEZ, J.A. BASTÍAS, L. RUZYCKI y P. PERUCCA, 1990. Neotectónica de la provincia de San Juan. 11° Congreso Geológico Argentino. Relatorio: 228-244. San Juan.
- BELLUCO, A., J. DIEZ y C. ANTONIETTI, 1974. Los depósitos uraníferos de las provincias de La Rioja y San Juan. 5° Congreso Geológico Argentino, 2:9-33. Buenos Aires.
- BERGMANN, F.A.J., 1948. Contribución al conocimiento de los yacimientos de carbón de Marayes, provincia de San Juan. Revista Minera, 19:3-98. Buenos Aires.
- BOCCHINO de RINGUELET, A., 1973. Semionotidae (Pisces, Holostei, Semionotiformes) de la Formación Lagarcito (Jurásico superior?), San Luis, Argentina. Ameghiniana, 10(3):254-268. Buenos Aires.
- BODENBENDER, G., 1902. Contribución al conocimiento geológico de la Precordillera de San Juan y Mendoza y de las Sierras Centrales de la República Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba. Boletín 17:203-261. Córdoba.
- BODENBENDER, G., 1911. Constitución geológica de la parte meridional de La Rioja y regiones limítrofes. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba. Boletín 19:1-220. Córdoba.
- BODENBENDER, G., 1912. Parte Meridional de la Provincia de La Rioja y Regiones Limítrofes. Constitución Geológica y Productos Minerales. Anales Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Minerales y Minería, 7(3):1-166. Buenos Aires.
- BONAPARTE, J.F., 1971. Descripción del cráneo y mandíbulas de *Pterodaustro guiñazui* (Pterodactyloidea-Pterodaustriidae nov.) de la Formación Lagarcito, San Luis Argentina. Museo de Ciencias Naturales Mar del Plata, 1:263-272. Mar del Plata.
- BORRELLO, A.V., 1946. El perfil de la quebrada del Carrizal (Sierra de La Huerta, San Juan). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 1(2):167-176. Buenos Aires.
- BOSSI, G., 1976. Geología de la cuenca de Marayes-El Carrizal, provincia de San Juan, República Argentina. 6° Congreso Geológico Argentino (1975), 1:23-38. Buenos Aires.
- BOSSI, G. y J. BONAPARTE, 1978. Sobre la presencia de un dinosaurio prosaurópodo en la Formación Quebrada del Barro, en el borde austral de la Cuenca de Marayes-El Carrizal, Triásico superior de San Juan. Acta Geológica Lilloana, 15:41-47. Tucumán.
- BOSSI, G.E., A. VILLANUEVA GARCÍA y M.H. CARRIÓN, 1976. Paleocorrientes de la cuenca de Marayes - El Carrizal (Provincia de San Juan, República Argentina). 6° Congreso Geológico Argentino (1975), 2:225-244. Buenos Aires.
- BRACACCINI, I.O., 1946. Los Estratos de Paganzo y sus niveles plantíferos en la sierra de Los Llanos (provincia de La Rioja). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 1(1):19-61. Buenos Aires.
- BRACACCINI, I.O., 1948. Sobre el Carbonífero inferior en la Sierra de Los Llanos. Boletín de Informaciones Petroleras, 25 (281):63-94. Buenos Aires.
- CAMACHO, A. y T.R. IRELAND, 1997. SHRIMP U-Pb geochronology: Final Report. Geoscientific mapping of the Sierras Pampeanas, Argentine-Australian Cooperative Project. Australian Geological Survey Organization, (unpublished report), 53 pp. Buenos Aires.
- CAMINOS, R., 1968. Descripción geológica de las Hojas 21f y 21g, Sierras de Las Minas y Ulapes, provincias de La Rioja, San Juan y Córdoba. Servicio Geológica Nacional. Informe inédito. Buenos Aires.
- CAMINOS, R., 1979. Descripción Geológica de las Hojas 21f, Sierra de Las Minas y 21g, Ulapes. Provincias de La Rioja, Córdoba, San Juan y San Luis. Secretaría de Estado de Minería. Servicio Geológico Nacional. Boletín 172, 56 pp. Buenos Aires.
- CANGIALOSI, A. y B.A. BALDIS, 1995. La mineralización de oro de las sierras de Las Minas, Provincias La Rioja y San Luis (República Argentina) referidas al cinturón de deformación Pampeano. Resúmenes del 9° Congreso Latinoamericano de Geología. Caracas, Venezuela.
- CARDÓ, R. y L. PÉREZ, 1995. Síntesis de recursos metalíferos de la sierra de La Huerta, Provincia de San Juan. Argentina. 5° Congreso Nacional de Geología Económica: 23-36. San Juan.
- CARIGNANO, C.A., 1996. Evolución geomorfológica de las planicies en la provincia de Córdoba durante el Pleistoceno Superior. Revista del Instituto de Geología y Minería, 11(1): 7-26.

- CASTRO DE MACHUCA, B., 1990. Caracterización petrológica del basamento cristalino del extremo sur de la sierra de La Huerta, San Juan, Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, 1:157-161. San Juan.
- CASTRO DE MACHUCA, B., 1991. Sierra de Las Imanas, San Juan, Argentina: un área clave en la geología de las Sierras Pampeanas Occidentales. 6° Congreso Geológico Chileno, Resúmenes Expandidos: 427-431. Santiago.
- CASTRO DE MACHUCA, B. y H.E. BASTÍAS, 1983. Geología de un sector del distrito minero «Cerro Blanco», sierra de La Huerta, San Juan, República Argentina. 2° Congreso Nacional de Geología Económica, 2:389-404. Buenos Aires.
- CASTRO DE MACHUCA, B. y M. CARRIZO, 1993 a. Metamorfismo retrógrado asociado a una zona de falla, serranías del Desierto, provincia de San Juan, Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 4:341-347. Mendoza.
- CASTRO DE MACHUCA, B. y M. CARRIZO, 1993 b. Contribución al conocimiento del cerro Guayaguas, Provincia de San Luis (abs.). Resúmenes 9° Reunión de Microtectónica, 3 pp. Mendoza.
- CASTRO DE MACHUCA, B., C. SUMAY, S. PONTORIERO, A. CONTE-GRAND y E. MEISSL, 1995. Aspectos petrológicos de las rocas máficas-ultramáficas de la sierra de La Huerta, San Juan, Argentina. 6° Simpósio Sul-Brasileiro de Geología y 1° Encuentro de Geología do Cone Sul, Boletim de Resumos Expandidos, 162-167. Porto Alegre.
- CASTRO DE MACHUCA, B.S. PONTORIERO y E.J. LLAMBÍAS, 1996 a. Evidencias petrológicas y geoquímicas de la evolución de un arco magmático en la sierra de La Huerta, provincia de San Juan. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 3:517. Buenos Aires.
- CASTRO DE MACHUCA, B. A. CONTE-GRAND, E. MEISSL, S. PONTORIERO y C. SUMAY, 1996 b. Petrología de las asociaciones máficas-ultramáficas de la sierra de La Huerta, San Juan, Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 3:439-452. Buenos Aires.
- CASTRO DE MACHUCA, B., C. SUMAY, A. CONTE-GRAND y E. MEISSL, 1998. Nueva evidencia de magmatismo neopaleozoico en las Sierras Pampeanas Occidentales: El Pórfido Marayes Viejo, Provincia de San Juan, República Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, 2:331-336. Buenos Aires.
- CASTRO DE MACHUCA, B., A. CONTE-GRAND, S. PONTORIERO, E. MEISSL y M.S. BERESI, 2002 a. Geología del Cerro Pan de Azúcar, Sierras Pampeanas Occidentales, San Juan, Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino, 1: 129-135. Buenos Aires.
- CASTRO DE MACHUCA, B., A. CONTE-GRAND, S. PONTORIERO, E. MEISSL, G. RECIO y C. SUMAY, 2002 b. Mineralogy and textures of metagabbros and ultramafic related rocks from La Huerta and Valle Fértil ranges, western Pampean ranges, San Juan, Argentina. 6° Congreso de Mineralogía y Metalogía: 67-75.
- CHEBLI, G., 1967. Geología y estratigrafía de la sierra de Chepes, Dpto. Rosario V. Peñaloza, provincia de La Rioja. Universidad de Buenos Aires, trabajo final de Licenciatura, 49 pp., inédito. Buenos Aires.
- COX, D.P. y D.A. SINGER, 1986. Mineral deposits models, U.S. Geological Survey Bulletin, 1693, 379 pp. Denver, Colorado. USA.
- CRAVERO, O.V. y J.A. RÍOS GÓMEZ, 1988. Distrito Mineiro El Abra, Provincia de La Rioja: Un ejemplo de zona de cizalla aurífera (shear zone) en nuestro país. 3° Congreso Nacional de Geología Económica, 3:129-140. Buenos Aires.
- CRAVERO, O.V., J.A. RÍOS GÓMEZ, J. LOREDO y J. GARCÍA IGLESIAS, 1995. Gold bearing shear zones in Sierra de Chepes, de Las Minas y Ulapes, La Rioja, Argentina. Paper presented at Lake Tahoe, California.
- CRUVELLIER, J., 1889. Informe científico y práctico de los trabajos que se han efectuado y se efectuarán en la cuenca carbonífera de las Himanas. Carpeta 6094(28). La Tribuna Nacional, 33 pp. Buenos Aires.
- CUERDA, A.J., C.A. CINGOLANI, R. VARELA y O.C. SCHAUER, 1984. Descripción geológica de la hoja 19d, Mogna, provincia de San Juan. Servicio Geológico Nacional. Boletín 192, 86 pp. Buenos Aires.
- DAHLQUIST, J.A. y E.G.A. BALDO, 1996. Metamorfismo y deformación famatinianos en la sierra de Chepes, La Rioja, Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 5:393-409. Buenos Aires.
- DAWSON, L. y O. MASTANDREA, 1963. Las Salinas de Mascasín y Pampa de Las Salinas (Provincias de La Rioja, San Juan y San Luis). Servicio Minero Nacional, Informe 496, 7 pp., inédito. Buenos Aires.
- DE LA MOTA, H. 1959. Acerca de un levantamiento geológico expeditivo en San Juan, entre Marayes y Lomas Las Catitas. YPF, informe inédito. San Juan.
- DÍAZ, H.H., 1946. Reconocimiento geológico de la región comprendida entre Marayes, en la Prov. de San Juan, y la Sierra de Las Quijadas, en la provincia de San Luis, incluyendo Sierra del Gigantillo, Sierra Guayaguas y Sierra de Catantal. YPF, informe inédito. Buenos Aires.

- FERNÁNDEZ SEVESO, F., M. PÉREZ, I. BRISSON y L. PÉREZ, 1993. Análisis de cuenca: Técnicas aplicadas en la serie carbónica-pérmica del Paganzo. *Boletín de Informaciones Petroleras*, marzo 1993:77-108. Buenos Aires.
- FLORES, M.A., 1969. El bolsón de Las Salinas en la provincia de San Luis. *Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas*, 1:311-327. Buenos Aires.
- FLORES, M.A., 1979. Cuenca de San Luis. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina: 745-769. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- FLORES, M.A. y P. CRIADO ROQUE, 1972. Cuenca de San Luis. En: Leanza, A.F. (Ed.), *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, 567-579. Córdoba.
- FOSSAMANCINI, E., 1939. Vestigios de antiguos lagos en la provincia de San Luis. *Boletín de Informaciones Petroleras (Primera Época)*, 16(174):17-42. Buenos Aires.
- FRENGUELLI, J., 1944. Apuntes acerca del Paleozoico superior del noroeste argentino. *Revista del Museo de La Plata (Nueva Serie)*, 2(15):213-265. La Plata.
- FRENGUELLI, J., 1946 a. El Carbonífero argentino según sus floras fósiles. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 1(2):107-115. Buenos Aires.
- FRENGUELLI, J., 1946 b. Consideraciones acerca de la Serie de Paganzo en las provincias de San Juan y La Rioja. *Museo de La Plata, Revista (Nueva Serie), Geología*, 2, 18:313-376. La Plata.
- FRENGUELLI, J., 1948. Estratigrafía y edad del llamado Rético en la Argentina. *GAEA, Anales de la Sociedad Argentina de Estudios Geográficos*, 8:159-309. Buenos Aires.
- FRENGUELLI, J., 1949. Acerca de un nuevo descubrimiento de plantas en los Estratos del arroyo Totoral en las sierras de Los Llanos de La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 4:153-164. Buenos Aires.
- FURQUE, G., 1968. Bosquejo geológico de la sierra de Malanzán, La Rioja. *Terceras Jornadas Geológicas Argentinas*, 1:111-120. Buenos Aires.
- GALINDO, C., R.J. PANKHURST, C. CASQUET, E. BALDO, C.W. RAPELA y J. SAAVEDRA, 1996. Constraints on the Age and Genesis of the Sierra de Valle Fértil Pegmatites (Western Sierras Pampeanas, Argentina). 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 5:333. Buenos Aires.
- GALINDO, C., C. CASQUET, C. RAPELA, R.J. PANKHURST, E. BALDO y J. SAAVEDRA, 2004 a. Sr, C and O isotope geochemistry and stratigraphy of Precambrian and lower Paleozoic carbonate sequences from the Western Sierras Pampeanas of Argentina: tectonic implications. *Precambrian Research*, 131: 55-71.
- GALINDO, C., J. MURRA, E. BALDO, C. CASQUET, C. RAPELA, R.J. PANKHURST y J. DAHLQUIST, 2004 b. Datación Sm-Nd del metamorfismo de la sierra de Las Imanas (Sierras Pampeanas Occidentales, Argentina). *Geogaceta*, 35: 75-78.
- GEINITZ, H.B., 1876. Über Rhaetische Pflanzen und Thierreste aus den Argentinischen Provinzen La Rioja, San Juan und Mendoza. *Beitrage sur Geologie und Paleontologie der Argentinischen Republik*, 2, Pal., Theil, 1-14. Traducción castellano 1925, *Actas de la Academia Nacional de Ciencias*, 8 (entregas 3 y 4):335-347. Córdoba.
- GOLDFARB, R.J., B.E. NESBITT y R.J. NEWBERRY, 1997. Gold vein formation during Cordilleran orogenesis. A consequence of metamorphic devolatilization, calc-alkaline magmatism, or (and) deep circulation of meteoric fluids?. *Third National Conference of the Specialist Group in Economic Geology, Geological Society of Australia. Abstracts*, 44:32-34. Canberra.
- GONZÁLEZ, R. y A. TOSELLI, 1974. Radiometric dating of igneous rocks from Sierras Pampeanas, Argentina. *Geociencias*, 4(3):131-141. San Pablo.
- GREEN, T.H., 1980. Island-arc and continent-building magmatism: A review of petrogenetic models based on experimental petrology and geochemistry. *Tectonophysics*, 62:367-385.
- GROEBER, P., 1940. Descripción geológica de la provincia de La Rioja. En *Agua Mineral de la República Argentina*. Ministerio del Interior, Comisión Nacional de Climatología y Agua Mineral, 6:17-29. Buenos Aires.
- HUNGERFORD, N. y P. PIETERS, 1996. Magnetic interpretation - Sierras de Chepes y Las Minas. *Geoscientific Mapping of the Sierras Pampeanas Argentine-Australian Cooperative Project*, Australian Geological Survey Organization, Unpublished report 29. Buenos Aires.
- JICA/MMAJ, 1993. Informe sobre exploración de minerales del área oeste de la República Argentina - Fase I. Japan International Cooperation Agency, Metal Mining Agency of Japan, Report 93-043, 167 pp. Buenos Aires.
- JICA/MMAJ, 1994. Informe sobre exploración de minerales del área oeste de la República Argentina - Fase II. Japan International Cooperation Agency, Metal Mining Agency of Japan, Report 94-040, 111 pp. Buenos Aires.
- JUTORÁN, A. y M. KEJNER, 1965. Inventario minero de la provincia de La Rioja (zona austral). Sierra de Chepes, de Las Minas y Ulapes. *Servicio Minero Nacional, Carpeta 873*, 29 pp., inédita. Buenos Aires.

- LATRUBESSE, E.M. y C.G. RAMONELL, 1990. Unidades litoestratigráficas del Cuaternario en la Provincia de San Luis. Argentina. 11° Congreso Geológico Argentino, 2:109-112. San Juan.
- LATRUBESSE, E.M., C.G. RAMONELL y D. PESSIO, 1990. La Formación Las Chacras (Pre-Pleistoceno superior): Depósitos pedemontanos de la Sierra Grande de San Luis. 11° Congreso Geológico Argentino, 2:105-107. San Juan.
- LINARES, E. y R.R. GONZÁLEZ, 1990. Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina. 1957-1987. Asociación Geológica Argentina. Publicaciones Especiales. Serie B (Didáctica y Complementaria) N° 19. Buenos Aires.
- LLANO, J. y B. CASTRO DE MACHUCA, 1984. Estudio petrográfico de las metamorfitas de alto grado de la quebrada de Yanzi, sierra de La Huerta, provincia de San Juan. 9° Congreso Geológico Argentino, 2:243-260. Buenos Aires.
- LYONS, P., P.G. STUART-SMITH, J.P. SIMS, P. PIETERS, R.G. SKIRROW y A. CAMACHO, 1996. Whole Rock Geochemistry Report Geoscientific mapping of the Sierras Pampeanas, Argentine-Australian Cooperative Project, Australian Geological Survey Organization, unpublished report. Buenos Aires.
- MAGGI, F., 1994. Estratigrafía y evolución de las secuencias cretácicas en la quebrada "La Lucila", sierra de Guayaguas. Departamento de Geología, Universidad Nacional de San Luis.
- MANONI, R., 1985. Geología del subsuelo de la cuenca de Beazley. Boletín de Informaciones Petroleras, 34-46. Buenos Aires.
- MARÍN G. y V.A. RAMOS, 1988. Descripción geológica de la Hoja 20e, Sierra de La Huerta, provincia de San Juan. Servicio Geológico Nacional, 33 pp., informe inédito. Buenos Aires.
- MARTINO, R.D., C.J. CHERNICOFF, G.I. VUJOVICH y J. OTAMENDI, 2004. Los eventos deformacionales de la sierra de La Huerta a lo largo de la quebrada Blanca, provincia de San Juan. 12ª Reunión sobre Microtectónica y Geología Estructural (Salta). Comunicaciones técnicas, Asociación Geológica Argentina: 22. Buenos Aires.
- MASTANDREA, O., 1961. Informe expeditivo de las manifestaciones auríferas de las sierras de Ulapes y de Las Minas. Departamentos General San Martín y General Roca (Prov. de La Rioja). Servicio Minero Nacional, Carpeta 509, 4 pp., inédita. Buenos Aires.
- MCCLELLAND, W.C., J.R. ELLIS, S.M. ROESKE, S.R. MULCAHY, G.I. VUJOVICH y M. NAIPAUER, 2005. U-Pb SHRIMP igneous zircon ages from metamorphic rocks between the Precordillera terrane and Gondwana margin, Sierras de La Huerta to Pie de Palo, northwestern Argentina. En: Pankhurst, R.J. y J.D. Beiga. (Eds.), Gondwana 12: Geological and Biological Heritage of Gondwana. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba. Abstracts: 250.
- MEHNERT, K.R., 1968. The migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier. Amsterdam.
- MENÉNDEZ, C. y C. AZCUY, 1969. Microflora carbónica de la localidad de Paganzo, provincia de La Rioja. Parte I. Ameghiniana, 6(2):77-97. Buenos Aires.
- MINERA TEA, 1967. Geología de las Sierras Pampeanas de San Juan. Su prospección y áreas con posibilidades mineras. Departamento Minería San Juan, 275 pp., trabajo inédito. San Juan.
- MIRRE, J.C., 1971. Caracterización de una comarca de metamorfismo regional epizonal de alto grado: la sierra de Valle Fértil, provincia de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 26(1):113-127. Corrigenda: 26(2):279. Buenos Aires.
- MIRRE, J.C., 1976. Descripción geológica de la Hoja 19-c Valle Fértil, provincias de San Juan y La Rioja. Servicio Geológico Nacional. Boletín 147, 70 pp. Buenos Aires.
- MORTEANI, G., C. PREINFALK, W. SPIEGEL y A. BONALUMI, 1995. The Achala Granite Complex and the pegmatites of the Sierras Pampeanas (Northwest Argentina): A study of differentiation. Economic Geology, 90:636-647.
- MURRA, J.A. y E.A. BALDO, 2006. Evolución tectonothermal ordovícica del borde occidental del arco magmático Famatiniano: metamorfismo de las rocas máficas y ultramáficas de la Sierra de la Huerta y de Las Imanas (Sierras Pampeanas, Argentina). Revista Geológica de Chile, 33(2): 277-298.
- NAIPAUER, M., C.A. CINGOLANI, S. VALENCIO, F. CHEMALE Jr. y G.I. VUJOVICH, 2005. Estudios isotópicos en carbonatos marinos del terreno Precordillera-Cuyania: ¿Plataforma común en el Neoproterozoico-Paleozoico inferior?. Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis, 12(2): 93-113.
- NESBITT, B.E. y K. MUEHLENBACHS, 1989. Geology, geochemistry and genesis of mesothermal lode gold deposits of the Canadian cordillera: Evidence for ore formation from evolved meteoric water. Economic Geology Monograph 6, 553-563.
- PANKHURST, R.J., C.W. RAPELA, J. SAAVEDRA, E. BALDO, J. DAHLQUIST e I. PASCUA, 1996. Sierras de Los Llanos, Malanzán y Chepes: Ordovician I and S-Type granitic magmatism in the Famatinian Orogen. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 5: 415. Buenos Aires.

- PANKHURST, R.J., C.W. RAPELA, J. SAAVEDRA, E. BALDO, J. DALHLQUIST, I., PASCUAL y C.M. FANNING, 1998. The Famatinian magmatic arc in the central Sierras Pampeanas: an Early to Mid-Ordovician continental arc on the Gondwana margin. En: Pankhurst, R.J. y C.W. Rapela (Eds.), *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society, London, Special Publications, 142: 343-367.
- PANKHURST, R., C. RAPELA y C.M. FANNING, 2000. Age and origin of coeval TTG, I- and S-type granites in the Famatinian belt of NW Argentina. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences*, 91: 151-168, Edinburgh.
- PASCUAL, R., 1954. Adiciones a la fauna de la Formación Los Llanos de San Luis y su edad. *Revista del Museo Municipal de Ciencias Naturales y de la Tradición de Mar del Plata*, 1(2): 113-121. Mar del Plata.
- PASCUAL, R., 1965. Los toxodontida (Toxodonta, Notoungulata) de la Formación Chasicó (Plioceno inferior) de la provincia de Buenos Aires. *Asociación Paleontológica Argentina, Ameghiniana*, 4(4): 101-132. Buenos Aires.
- PEARCE, J.A., N.B.W. HARRIS y A.G. TINDLE, 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956-983.
- PÉREZ RUEDI, S.N., 1947. Estudio geológico y petrográfico de la parte norte de la sierra de Ulapes. Universidad Nacional de Córdoba, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Tesis Doctoral, inédita. Córdoba.
- PEZZUTTI, N. y M. GODEAS, 1988. Petrografía de la Hoja 20e, Sierra de La Huerta, provincia de San Juan. *Servicio Geológico Nacional*, 40 pp., informe inédito. Buenos Aires.
- PEZZUTTI, N. y M. GODEAS, 1996. Interpretación petrológica de las rocas ígneas de la sierra de La Huerta, provincia de San Juan. Dirección Nacional del Servicio Geológico, 11 pp., informe inédito. Buenos Aires.
- PIETERS P. y R.G. SKIRROW, 1997. 1:250.000 Scale Geological and Metallogenic Maps Sierras de Las Minas, Chepes and Los Llanos, Provincia de La Rioja. Mapeo Geocientífico de las Sierras Pampeanas. Proyecto Argentino-Australiano de Cooperación, Australian Geological Survey Organization. *Servicio Geológico Minero Argentino*, 102 pp. Buenos Aires.
- PIETERS, P., R.G. SKIRROW y P. LYONS, 1997. 1:250.000 Scale Geological and Metallogenic Maps Sierras de Las Minas, Chepes and Los Llanos, Provincia de La Rioja. Mapeo Geocientífico de las Sierras Pampeanas. Proyecto Argentino-Australiano de Cooperación, Australian Geological Survey Organization. *Servicio Geológico Minero Argentino*, 123 pp. Buenos Aires.
- PONTORIERO, S. y B. CASTRO DE MACHUCA, 1999. Contribution to the age of the igneous-metamorphic basement of the La Huerta range, Province of San Juan, Argentina. II South American Symposium on Isotope Geology, versión CD, 4 pp. Carlos Paz.
- PONTORIERO, S., B. CASTRO DE MACHUCA y A. CONTE-GRAND, 2001. Caracterización petrográfica y geoquímica de los granitos del borde oriental de la Sierra de La Huerta, Provincia de San Juan, Argentina. 11° Congreso Latinoamericano de Geología, versión CD, 6 pp. Montevideo.
- PREVILEY, L. y B. CASTRO DE MACHUCA, 2004. Identificación de protolitos del basamento gnéisico de las Sierras de La Huerta y Valle Fértil, Sierras Pampeanas Occidentales, Provincia de San Juan, mediante criterios geoquímicos. En: Brodtkorb M.K. de, M. Koukharsky, S. Quenardelle y T. Montenegro (Eds.), *Avances en Mineralogía, Metalogenia y Petrología*. 7° Congreso de Mineralogía y Metalogenia: 391-396. Rio Cuarto.
- RAMONELL, C. y E. LATRUBESSE, 1991. El loess de la Formación Barranquitas: comportamiento del sistema eólico Pampeano en la provincia de San Luis, Argentina. Tercera reunión PICG 281. *Contribución Científica*, 69-81. Lima.
- RAMOS, V.A., 1982. Descripción geológica de la Hoja 20f, Chepes, provincia de La Rioja. *Servicio Geológico Nacional*. Boletín 188, 52 pp. Buenos Aires.
- RAMOS, V.A., 1992. Control geotectónico de las cuencas triásicas de Cuyo. *Boletín de Informaciones Petroleras*, Tercera época, 9(31): 2-9. Buenos Aires.
- RAMOS, V.A. y S.M. KAY, 1991. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina. En: Harmon, R.S. y C.W. Rapela (Eds.), *Andean magmatism and its tectonic setting*. Geological Society of America, Special Paper 265: 79-91. Boulder.
- RAMOS, V.A. y G.I. VUJOVICH, 2000. Hoja Geológica 3169-IV, San Juan, Provincia de San Juan. Subsecretaría de Minería Nación, *Servicio Geológico Minero Argentino*, Boletín 243, 82 pp. Buenos Aires.
- RAMOS, V.A., F. MUNIZAGA y G. MARÍN, 1988. Las riolitas neopaleozoicas de la sierra de La Huerta (Provincia de San Juan): Evidencias de una metalogénesis aurífera gondwánica en Sierras Pampeanas. 3° Congreso Nacional de Geología Económica, 151-159. Buenos Aires.
- RAPALINI, A.E., J.F. VILAS, M.L. BOBBIO y D.A. VALENCIO, 1989. Geodynamic interpretations from paleomagnetic data of late Paleozoic rocks in the southern Andes. En: Hillhouse, J.W. (Ed.), *Deep structure and past kinematics of accreted terranes*. American Geophysical Monograph Series, 5 (50): 41-57.

- RAPELA, C.W., J. SAAVEDRA, A. TOSELLI, A. y E. PELLITERO, 1996. Eventos magmáticos fuertemente peraluminosos en las Sierras Pampeanas (La Rioja, Argentina). 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 5:337-353. Buenos Aires.
- RAPELA, C.W., R.J. PANKHURST, E. BALDO, C. CASQUET, C. GALINDO, C.M. FANNING y J. SAAVEDRA, 2001. Ordovician metamorphism in the Sierras Pampeanas: New U-Pb shrimp ages in central-east Valle Fértil and the Velasco batholith. 3th South American Symposium on Isotope Geology: 616-619. Pucón.
- RASSMUS, J., 1922. La cuenca de Marayes (Prov. de San Juan). Ministerio de Agricultura (RA). Boletín 32 Serie B (Geología), 21 pp. Buenos Aires.
- RICKARD, F.J., 1863. Mining Journey: A mining journey across of great Andes. With exploration in silver mining district of the provinces of San Juan and Mendoza. London.,
- RICKARD, F.J., 1869. Informe sobre distritos minerales, minas y establecimientos de la República Argentina en 1868-1869. Publicación Oficial del Ministerio de Interior, 190 pp. Buenos Aires.
- RÍOS GOMEZ, J.A., J. LOREDO y J. GARCÍA IGLESIAS, 1992. Características mineralógicas de depósitos auríferos ligados a zonas de cizalla (La Rioja, Argentina). 7° Congreso Latinoamericano de Geología, 4:242-246. Salamanca.
- RIVAROLA, D. y E. DI PAOLA, 1992. Paleoambientes desérticos en el Potrero de La Aguada, Sierra de Las Quijadas, Cretácico de la provincia de San Luis. Cuarta Reunión Argentina de Sedimentología, 79-84.
- ROESKE, S.M., W.C. McCLELLAND, J.C. CAIN IV, S.R. MULCAHY, G.I. VUJOVICH y A. IRIONDO, 2005. Paleozoic record of convergence and extension within the arc-forearc transition of the Famatina arc, as recorded in western Sierra de La Huerta, Argentina. En: Pankhurst, R.J. y J.D. Beiga (Eds), Gondwana 12: Geological and Biological Heritage of Gondwana. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba. Abstracts: 315.
- ROLLERI, E.O. y P. CRIADO ROQUE, 1968. La cuenca triásica del norte de Mendoza. Terceras Jornadas Geológicas Argentinas, 1:1-76. Buenos Aires.
- ROSEN, S., 1930. Estudio geológico del terreno carbonífero de Marayes, provincia de San Juan. Dirección General de Minería y Geología, Carpeta 14, 11 pp., informe inédito. Buenos Aires.
- RUSCONI, C., 1936. Restos de mamíferos terciarios de San Luis. Museo de Historia Natural de Buenos Aires, Anales 25. Buenos Aires.
- RUZNICKA, V. y R.T. BELL, 1984. Sandstone uranium. In: Eckstrand, O.R, Canadian mineral deposit types: A geological synopsis. Geological Survey of Canada. Economic Geology Report, 36:28.
- SÁNCHEZ, T.M., 1973. Redescipción del cráneo y mandíbulas de *Pterodaustro guiñazui* Bonaparte (Pterodactyloidea, Pterodustriidae). Ameghiniana, 10:313-325. Buenos Aires.
- SARUDIANSKY, R., 1988. Informe final convenio entre la provincia de La Rioja y el Consejo Federal de Inversiones - 'Evaluación de las vetas de cuarzo aurífero en el área de investigación geológica minera de las Sierras de Ulapes y Minas'. Dirección General de Minería, informe inédito. Buenos Aires.
- SARUDIANSKY, R., 1990. Informe final convenio entre la provincia de La Rioja y el Consejo Federal de Inversiones - "Evaluación de Distritos Mineros de Sierras de Minas - Ulapes y Sierra Chepes". Dirección General de Minería, informe inédito. Buenos Aires.
- SCHMIDT, C.J., R.A. ASTINI, C.H. COSTA, C.E. GARDINI y P.E. KRAEMER, 1995. Cretaceous alluvial fan sedimentation, and Neogene inversion, southern Sierras Pampeanas, Argentina. En: Tankard A.J., R. Suárez S. y H.J. Welsink (Eds.), Petroleum basins of South America. AAPG Memoir 62, 341-358.
- SEPÚLVEDA, E., 1987. Descripción de perfiles estratigráficos de las formaciones Quebrada La Virgen y Carrizal en la sierra de La Huerta. Dirección Nacional del Servicio Geológico, 10 pp., informe inédito. Buenos Aires.
- SIMON, W.A. y E.A. ROSELLO, 1990. Observaciones petrológicas y cinemáticas en las metamorfitas del cerro Guayaguas, San Juan, Argentina. 11° Congreso Geológico Argentino, 1:464-468. San Juan.
- SIMS, J.P., T.R. IRELAND, A. CAMACHO, P. LYONS, P.E. PIETERS, R.G. SKIRROW, P.G. STUART-SMITH y R. MIRÓ, 1998. U-Pb, Th-Pb and Ar-Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the Palaeozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin. En: Pankhurst R.J. y C.W. Rapela (Eds.), The Proto-Andean Margin of Gondwana. Geological Society, Special Publication. 142: 259-281.
- SNYDER, D.B., V.A. RAMOS y R.W. ALLMENDINGER, 1990. Thick-skinned deformation observed on deep seismic reflection profiles in western Argentina. Tectonics, 9(4):773-788.
- 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.

- STELZNER, A., 1871, 1872, 1873. Comunicaciones al Profesor H. B. Geinitz. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Jahrgang 1872: 193-198 y 630-636, Stuttgart 1872, e Ibidem 1873: 726-746, 1873. Traducido por E. Kittl, 1966. En: Academia Nacional de Ciencias, Boletín 45:115-150. Buenos Aires.
- STELZNER, A., 1885. Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Argentinischen Republik. I. Geologischer Teil. Cassel. Traducción al castellano 1924: Contribuciones a la Geología de la República Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba. Boletín 7(1-2):1-128. Córdoba.
- STIPANICIC, P., 1957. El Sistema Triásico en la Argentina. 20° Congreso Geológico Internacional, Sección 2:73-112. México.
- TARNEY, J. y A.D. SAUNDERS, 1979. Trace element constraints on the origin of Cordilleran batholiths. En: Atherton, M.P. y J. Tarney (Eds.), The origin of granite batholiths: Geochemical evidence. Orpington, England, Shiva, 90-106.
- TOUBES SPINELLI, R.O., 1984. Edades potasio-argón de algunas rocas de la sierra de Valle Fértil, provincia de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 38(3-4):405-411. Buenos Aires.
- TURNER, J.C. y E. de ALBA, 1968. Rasgos geológicos de las sierras de Chepes y Ulapes (provincia de La Rioja). Terceras Jornadas Geológicas Argentinas, 1:173-193. Buenos Aires.
- VARELA, R., M. LÓPEZ DE LUCHI, C. CINGOLANI y L. DALLA SALDA, 1996. Geocronología de gneises y granitoides de la Sierra de Umango, La Rioja. Implicancias Tectónicas. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 3:519-527. Buenos Aires.
- VILLAR, L. M., 1975. Las fajas y otras manifestaciones ultrabásicas en la República Argentina y su significado metalogenético. 2° Congreso Ibero-Americano de Geología Económica, 3:135-155. Buenos Aires.
- VILLAR, L.M., 1985. Las fajas ultrabásicas argentinas. Tipos de ultramáficas. Metalogenia. 4° Congreso Geológico Chileno, 3(4):610-632.
- VUJOVICH, G.I., 1987. La Facies Metamórfica Pan de Azúcar, Sierra de La Huerta, San Juan. Dirección Nacional de Minería y Geología, Secretaría de Minería, 7 pp. Buenos Aires.
- VUJOVICH, G.I., 1993. Arcos magmáticos islándicos en el sector occidental del terreno Pampeano. 12° Congreso Geológico Argentino, 4:17-22. Mendoza.
- VUJOVICH, G.I., 1995. Geología del basamento ígneo-metamórfico de la Loma de Las Chacras, Sierra de La Huerta, provincia de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 49(3-4):321-336. Buenos Aires.
- VUJOVICH, G.I., 1999. Migmatitas de la sierra de La Huerta, San Juan. 14° Congreso Geológico Argentino, 1:112. Salta.
- VUJOVICH, G.I., H. MILLER y V.A. RAMOS, 1994. Proterozoic metavolcanics from western Sierras Pampeanas Terrane, Argentine. Journal of South American Earth Sciences, 7(3-4):309-323.
- VUJOVICH, G.I., M. GODEAS, G. MARÍN y N. PEZZUTTI, 1996. Caracterización petrológica y geoquímica del complejo magmático-metamórfico de la sierra de La Huerta. 13° Congreso Geológico Argentino, 3:465-475. Buenos Aires.
- WILDE, A.R., M.S. BLOOM y V.J. WALL, 1989. Transport and deposition of gold, uranium and platinum-group elements in unconformity-related uranium deposits. Economic Geology Monograph 6:637-650.
- YRIGOYEN, M., 1974. La edad cretácica del Grupo del Gigante (San Luis) y su relación con las cuencas circunvecinas. Primer Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, 2:29-56. San Miguel de Tucumán.
- YRIGOYEN, M.R. y L.E. STOVER, 1970. La palinología como elemento de correlación del Triásico en la cuenca Cuyana. Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas, 2:427-454. Buenos Aires.
- YRIGOYEN, M.R., A. ORTIZ y R. MANONI, 1989. Cuencas sedimentarias de San Luis. En: Chebli, G.A. y L.A. Spalletti (Eds.), Cuencas sedimentarias argentinas. Serie de Correlación Geológica N° 6:203-219. Programa Internacional de Correlación Geológica Proyecto 192, Desarrollo del Cámbrico y Ordovícico de Latinoamérica. San Miguel de Tucumán.
- ZUZEK, A.B., 1978. Descripción geológica de la Hoja 18f, Chamental, Provincia de La Rioja. Servicio Geológico Nacional. Boletín 161, 35 pp. Buenos Aires.