



REPUBLICA DE CHILE
MINISTERIO DE OBRAS PÚBLICAS
DIRECCION GENERAL DE AGUAS

**LEVANTAMIENTO HIDROGEOLÓGICO PARA EL
DESARROLLO DE NUEVAS FUENTES DE AGUA
EN ÁREAS PRIORITARIAS DE LA ZONA NORTE
DE CHILE, REGIONES XV, I, II Y III**

ETAPA 1

INFORME FINAL PARTE II

Geología Regional del Altiplano de Chile

REALIZADO POR:

**Departamento de Ingeniería Hidráulica y Ambiental
Pontificia Universidad Católica de Chile**

S.I.T. N° 157

Santiago, Diciembre de 2008

MINISTERIO DE OBRAS PÚBLICAS

Ministro de Obras Públicas

Ingeniero Civil Sr. Sergio Bitar C.

Director General de Aguas

Abogado Sr. Rodrigo Weisner L.

Departamento de Estudios y Planificación

Ingeniero Civil Sr. Pedro Rivera I.

Inspector Fiscal

Ingeniero Civil Sr. Luis Rojas B.

EQUIPO TÉCNICO

DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA HIDRÁULICA Y AMBIENTAL PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATÓLICA DE CHILE

Director de Proyecto

Ing. Sr. José Muñoz P.

Jefe de Proyecto

Ing. Sr. Pablo Rengifo O.

Ingeniero a Cargo

Ing. Sr. José Yáñez L.

Especialistas y Profesionales

Sr. Bonifacio Fernández	Especialista en Hidrología (PhD)
Sr. José Francisco Muñoz	Especialista en Hidrogeología (PhD)
Sra. Laura Vitoria	Especialista en Hidrogeoquímica (PhD)
Sr. Pablo Rengifo	Especialista en Hidrogeología (MSc)
Sr. José Yáñez	Ing. de Proyecto, Hidrogeología
Sr. Gustavo Calle	Ing. de Proyecto, Hidrología (PhD)
Sr. Marcelo Solari	Geol. de Proyecto, Geología
Sr. Axel Herzog	Geol. de Proyecto, Hidrogeoquímica
Srta. Victoria Flores	Ing. de Proyecto, Hidrogeología
Srta. Milena Calvo	Ing. de Proyecto, Hidrogeoquímica
Sr. Victor Pérez	Ing. de Proyecto, Hidrología

EQUIPO TÉCNICO – CONTINUACIÓN
DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA HIDRÁULICA Y AMBIENTAL
PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATÓLICA DE CHILE

Tesistas, Memoristas y Ayudantes

Sr. Juan Johnson	Ing. Tesista MSc, Hidrogeología
Srta. Mariana Cervetto	Geol. Memorista, Hidrogeología
Sra. Isidora Arriagada	Geol. Memorista, Hidrogeología
Srta. Yohana Ahumada	Ayudante Ingeniero, Cartografía
Sr. Eduardo Wunderlich	Ayudante Ingeniero, Hidrología
Sr. Cristóbal Valderrama	Ayudante Ingeniero, Hidrología
Sr. Pedro Reinoso	Ayudante Terreno
Sr. Francisco del Solar	Ayudante Terreno
Sr. Sebastián Rojas	Ayudante Terreno
Sr. Fernando Díaz	Ayudante Terreno
Sr. Tomás Latorre	Ayudante Terreno



Pontificia Universidad Católica de Chile
Escuela de Ingeniería
Dirección de Investigaciones Científicas
y Tecnológicas de la Universidad Católica



“LEVANTAMIENTO HIDROGEOLÓGICO PARA EL DESARROLLO DE NUEVAS FUENTES DE AGUA EN ÁREAS PRIORITARIAS DE LA ZONA NORTE DE CHILE, REGIONES XV, I, II Y III”

INFORME N°: 460625

FECHA: 15 DE DICIEMBRE 2008

“DIRECCIÓN GENERAL DE AGUAS, MINISTERIO DE OBRAS PÚBLICAS”

DICTUC, Dirección de Investigaciones Científicas y Tecnológicas, Escuela de Ingeniería de la Pontificia Universidad Católica de Chile

Vicuña Mackenna 4860, Correo 22, Macul, Santiago - Chile / Fono: (56-2) 686 4281 • 686 4284 • 686 4274 686 4293
Fax: (56-2) 552 2563 / www.ing.puc.cl • www.dictuc.cl



1. Tipo Informe Informe Técnico Final	2. Cuerpo del Informe 144 páginas (incluye portada)
3. Título del Proyecto LEVANTAMIENTO HIDROGEOLÓGICO PARA EL DESARROLLO DE NUEVAS FUENTES DE AGUA EN ÁREAS PRIORITARIAS DE LA ZONA NORTE DE CHILE, REGIONES XV, I, II Y III	4. Fecha Informe 15 de Diciembre 2008
5. Autor (es) Director de Proyecto: José Francisco Muñoz Pardo Jefe de Proyecto: Pablo Rengifo Oyarce Ingeniero a Cargo: José Yáñez López	6. Contrato MOP - DGA N° 235
6. Nombre y Dirección de la Organización Investigadora DICTUC; Pontificia Universidad Católica de Chile Vicuña Mackenna N° 4860, Casilla 306 – Correo 22, Macul - Santiago	7. Período de Investigación Julio 2007 – Diciembre 2008
8. Antecedentes de la Institución Mandante Nombre: Dirección General de Aguas, MOP. Dirección: Morande 59, 8° Piso RUT: 61.202.200-0 Teléfono: (02) 633 9940	9. Contraparte Técnica Nombre: Luis Rojas Badilla Cargo: Inspector Fiscal
10. Resumen El estudio de los recursos hídricos del altiplano chileno consideró los aspectos hidrográficos, hidrológicos, hidrogeoquímicos, isotópicos e hidrogeológicos de las cuencas cerradas que se ubican en esta franja del norte de Chile. El levantamiento de información sumado a trabajos de terreno y de gabinete orientados a complementar aquellos temas considerados más relevantes son reportados en los 10 tomos de documentos.	

Sr. José Francisco Muñoz P.
Director de Proyecto

Jaime Retamal
DICTUC

Nota: "La información contenida en el presente informe no podrá ser reproducida total o parcialmente, para fines publicitarios, sin la autorización previa y por escrito de Dictuc S.A.

PRESENTACIÓN

El presente estudio, realizado entre los años 2007 y 2009, se enmarca en un convenio de cooperación e investigación científica aplicada entre la Dirección General de Aguas (DGA) del Ministerio de Obras Públicas (MOP) y el Departamento de Ingeniería Hidráulica y Ambiental (DIHA) de la Pontificia Universidad Católica de Chile (PUC).

La investigación o acción de apoyo tuvo como objetivo fundamental el levantamiento, generación y análisis de información hidrogeológica para avanzar en el estudio de los recursos hídricos del sector chileno del Altiplano. En este contexto, este estudio pretende ser un apoyo concreto para el desarrollo de nuevas fuentes de agua subterránea en áreas prioritarias del norte de Chile.

El estudio consistió en el desarrollo de una serie de trabajos de terreno y gabinete, tanto a nivel regional como local. Los resultados obtenidos se presentan en 10 informes o partes independientes, cuyos contenidos son los siguientes:

- **Parte I** Hidrografía Regional del Altiplano de Chile.
- **Parte II** Geología Regional del Altiplano de Chile.
- **Parte III** Hidrología Regional del Altiplano de Chile.
- **Parte IV** Hidrogeoquímica e Isotopía Regional del Altiplano de Chile.
- **Parte V** Implementación de Estaciones Meteorológicas.
- **Parte VI** Campañas de Muestreo Geoquímicos e Isotópicos.
- **Parte VII** Medición de la Evaporación Mediante Método del “Domo”.
- **Parte VIII** Sistema Piloto I Región: Salar del Huasco.
- **Parte IX** Sistema Piloto II Región: Salares El Laco y Aguas Calientes 2, Laguna Tuyajto y Pampas Puntas Negras, Las Tecas y Colorada.
- **Parte X** Sistema Piloto III Región: Salares de Maricunga y Pedernales.

Cada parte está estructurada de manera de ser autocontenida y poder ser utilizada para fines y materias específicas. Sin perjuicio de lo anterior, las Parte VIII, IX y X que consideran el estudio de sistemas pilotos, hacen referencias y utilizan resultados de los estudios a nivel regional (Partes I, II, III y IV) y de los trabajos de terreno (Partes V, VI y VII).

La información y resultados de este estudio, junto a las actividades de difusión y formación que se realizaron en el marco de su desarrollo, se encuentran disponibles en el sitio web www.recursoshidricosaltiplano.cl.

El presente informe corresponde a la **Parte II** del estudio, denominada “**Geología Regional del Altiplano de Chile**”.

AGRADECIMIENTOS

Queremos agradecer en especial a las distintas instituciones y personas que contribuyeron al desarrollo de este estudio, en la forma de aportes de información, apoyo en trabajos de terreno y logística, aportes para la realización de actividades de difusión y formación, y sugerencias para el avance de esta investigación. En especial se agradece a:

- Oficinas DGA Regiones de Tarapacá, Antofagasta y Copiapó.
- Carabineros de Chile.
- Servicio Agrícola y Ganadero.
- Policía de Investigaciones.
- Servicios de Aduana.
- GeoAguas Consultores.
- Compañía Minera Doña Inés de Collahuasi.
- SQM.
- Profesores Uwe Tröger (U. Técnica de Berlín), Michel Vauclin (LTHE-CNRS Grenoble, Francia) y Scott Tyler (U. de Reno – Nevada, USA).
- Los siguientes profesionales que aportaron en el comienzo del presente estudio: Luciano Achurra (Geología), Francisca Chadwick (Hidrología).

ÍNDICE DE CONTENIDOS

1	MARCO GENERAL DEL ESTUDIO	1
2	INTRODUCCIÓN.....	3
	2.1 La Subdivisión Morfoestructural del Orógeno Andino	3
	2.2 La Evolución Geológica del Norte de Chile	4
	2.3 La Descripción de las Unidades Geológicas del Altiplano.....	5
3	ANTECEDENTES GEOLÓGICOS REGIONALES.....	9
	3.1 Subdivisión Morfoestructural del Orógeno Andino	9
	3.2 Evolución Geológica del Norte de Chile	16
	3.3 Descripción de las Unidades Geológicas del Altiplano.....	59
4	CONCLUSIONES.....	75
5	REFERENCIAS	77

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 2.1. Segmento central de la sección de los Andes Centrales y perfil de subducción del margen occidental Sudamericano.	4
Figura 2.2. Escala del tiempo geológico (SERNAGEOMIN).	7
Figura 3.1. a) Localización de la Cordillera de los Andes, subdivisiones mayores de la cordillera y unidades oceánicas mayores; b) Unidades morfológicas mayores de los Andes en Chile: 1. Cordillera de la Costa; 2. Depresión Central; 3. Cordillera de Ante Arco y Cordillera Occidental. Se indica los segmentos andinos y los oroclinos Boliviano y Patagónico. (Modificada de Charrier et al., 2007).	11
Figura 3.2. Características geotectónicas del sistema de convergencia andino entre 12 y 35° S, sobre batimetría y topografía del área. Unidades morfoestructurales delimitadas por líneas negras y rotuladas como sigue: cc - Cordillera de la Costa; id - Depresión Intermedia; wc - Cordillera Occidental; ab - Depresión Preandina; ap - Altiplano; pn - Puna; ec - Cordillera Oriental; ssa - Sierras Subandinas; dc - Cordillera Domeyko y Precordillera; sbs - Sistema de Santa Bárbara; fc - Cordillera Frontal; sp -Sierras Pampeanas; cv - Valle Central; ppc - Cordillera Principal; fc - Cordillera Frontal. Triángulos negros representan los volcanes de la Zona Volcánica Central. Líneas negras punteadas representan las curvas de profundidad de la placa subductada (Cahill e Isacks, 1992). Línea gruesa es la fosa Perú-Chile. Números a la izquierda de la fosa denotan la edad de la placa de Nazca (Figura extraída de Tassara et al., 2005).	12
Figura 3.3. Mapa esquemático de la Zona Volcánica Central enseñando la localización de los volcanes y sistemas de calderas (Figura de Stern, 2004).	15
Figura 3.4. Mapa geológico enseñando los principales afloramiento de los complejos metamórficos y plutones del Paleozoico Inferior. El significado de las abreviaciones es: BMC: Complejo Metamórfico de Belén; LVMC: Complejo Metamórfico Limón Verde; CLISC: Complejo Ígneo-Sedimentario Cordón de Lila; MMC: Complejo Metamórfico de Mejillones; CMC: Mélange de Chañaral; TMC: Complejo metamórfico del Tránsito; ETMC: Complejo Metamórfico El Teniente; PG: Gneiss Pampeanos; ELB: Batolito Elqui-Limarí (Modificado de Hervé et al., 2007).	17
Figura 3.5: Mapa de Ubicación de las unidades pertenecientes al Ciclo Tectónico de Gondwana. Primera Etapa: 1, Unidades Metamórficas: Complejo Metamórfico El Tránsito (CMT). 2, Unidades metasedimentarias y depósitos sedimentarios del oeste: Fm. El Toco (ETF), Fm. Sierra El Tigre (SET), Fm. Las Tórtolas o Complejo Epimetamórfico Chañaral (LTF) y Mélange de Chañaral (CM), Fm. Arrayán y Unidad Metasedimentaria de Agua Dulce (ARF). 3, Depósitos sedimentarios del este: Fm. Quebrada Aroma (QA), Fm. Lila o Icnitas (LF), Fm. Zorritas (ZF), Fm. Argomedo (AF), Estratos de Cerro del Medio (CM), Fm. Chinchas (CF), Estratos de Las Placetas (LP), Fm. Hurtado (HF). 4, Complejo Metamórfico El Cepo (ECMC). Segunda Etapa: 5, Depósitos Volcánicos: Fm. Quipisca (QF), Fm. Collahuasi (CHF), Fm. Tuina (TF), Estratos de El Bordo (EBB), Fm. La Tabla (LT) y Fm. Pantanoso (PF). 6, Unidades Plutónicas: Sierra del Medio y Sierra de Moreno (SM) y más al sur en la Cordillera de Domeyko entre 24° y 27° S, Súper Unidad Elqui (ESU). Tercera Etapa: 7, Fm. Juan de Morales (JM), Fm. Cerro El Árbol (CA), Fm. Las Represas (LR), Estratos Cerro 2484, Fm. Huentelauquén y Estratos de Quebrada Mal Paso (HLF) (Modificado de Charrier et al., 2007).	21
Figura 3.6. (a) Subdivisión de las tres etapas dentro del Ciclo Continental de Gondwana (b) Unidades estratigráficas asociadas a las etapas del Ciclo Tectónico de Gondwana (Modificado de Charrier et al., 2007) ...	24
Figura 3.7. Sección paleogeográfica esquemática durante el Carbonífero Superior –Pérmico Inferior del norte de Chile a través del prisma de acreción emergido, la cuenca de antearco con aportes sedimentarios desde el este y	

oeste, el arco y la cuenca de trasarco. A, Prisma de Acreción; B, Depósitos turbidíticos del oeste en la cuenca de antearco; C, depósitos de plataforma del este; D, depósitos volcánicos y volcanoclásticos del Arco; E, Arco Puneño, parcialmente localizado en el oeste de Argentina; F, Cuenca de trasarco de Paganzo en Argentina. Depósitos B y C corresponden a acumulaciones sedimentarias durante el Devónico- Carbonífero Inferior (primera etapa) y D corresponde a depósitos volcánicos y volcanoclásticos de edad Carbonífero Superior – Pérmico Inferior (segunda etapa). U, Disconformidad que separa las unidades Famantianas de las de Gondwana (Modificado de Charrier et al., 2007)..... 28

Figura 3.8: Sección esquemática a través de la cuenca de antearco durante la tercera etapa del Ciclo Tectónico de Gondwana. Cabalgamiento con vergencia al este, probablemente asociado con la acreción del prisma al continente. La deformación posiblemente causa que la cuenca de ante arco fuera más somera y pudiese depositar unidades sedimentarias ricas en carbonatos (Modificado de Charrier et al., 2007). 29

Figura 3.9: Distribución de las rocas sedimentarias, volcánicas e intrusivas Preandinas entre los 20° S y 41° S. 1, Depósitos ácidos volcánicos y volcanoclásticos antiguos; 2, Depósitos marinos de la Primera Etapa; 3, Depósitos ácidos volcánicos y volcanoclásticos precedentes a la Segunda Etapa (Pulso volcánico La Totorá – Pichidangui); 4, Depósitos marinos de la Segunda Etapa; 5, Depósitos continentales de la Segunda Etapa; 6, Rocas Intrusivas. Abreviaciones para las formaciones: C, Cifuncho; CA, Canto del Agua; EQ, El Quereo; LL, La Ligua; LM, Los Molles; LT, La Ternera; LTT, La Totorá; P, Pichidangui; PA, Pan de Azúcar; PB, Pastos Blancos; PE, Peine y Cas; PI, Pintados; PR, Profeta (parte inferior); QES, Quebrada El Salitre; SF, San Félix; T, Tuina. Abreviaciones para unidades de granitoides: ISU, Superunidad Ingaguás (Charrier et al., 2007)..... 32

Figura 3.10. Distribución de los depósitos Preandinos y distribución tentativa de las cuencas asociadas. Cuenca: A, Profeta - La Ternera; B, San Félix – Cuyana Argentina; C, La Ramada; D, El Quereo – Los Molles; E, Bio-Bío – Temuco. 1, Depósitos marinos; 2, Depósitos Continentales; 3, Cuenca; 4, Borde de cuencas – Fallas Normales. (Charrier et al., 2007). 34

Figura 3.11. Representación esquemática de las dos etapas de depositación de las cuencas Triásicas en Chile. Primera Etapa (Cuenca de San Félix y El Quereo - Los Molles): fase de rift, resultando en un ciclo sedimentario de transgresión – regresión, seguido por depósitos asociados a subsidencia termal. Segunda Etapa (Cuencas El Profeta – la Ternera, San Félix?, El Quereo - Los Molles, Bio Bio - Temuco): fase de rift, inicialmente asociada con intenso magmatismo ácido (Pulso Volcánico La Totorá-Pichidangui), resultando en depósitos continentales y marinos, seguidos por una fase de subsidencia termal terminada en el Jurásico Inferior con el desarrollo predominante de facies marianas (Modificado de Charrier et al., 2007)..... 35

Figura 3.12. Esquema paleogeográfico que ilustra la relación entre los depósitos del Triásico Superior al Jurásico Inferior desarrollados durante la segunda etapa de la evolución del Ciclo Tectónico Preandino (Modificado de Charrier et al., 2007). 36

Figura 3.13. * Subdivisión de acuerdo a Coira et al. (1982) y ** Subdivisión de acuerdo a Charrier et al. (2007). Subdivisión en etapas y periodos para el Ciclo Tectónico Andino (190 Ma de duración) desde el Jurásico Inferior al Presente. 36

Figura 3.14. Distribución de las unidades asociadas a la primera (finales del Jurásico Inferior al Kimeridgiano) y segunda (Kimeridgiano al Albiano-Aptiano) subetapas de la primera etapa del Ciclo Tectónico Andino (ver Figura 3.13). Notar que las rocas del arco se distribuyen en una delgada franja N-S a lo largo de la costa. **Primera Subetapa:** 1, rocas intrusivas; 2, depósitos de arco; 3, depósitos marinos de trasarco; 4, depósitos continentales de trasarco; 5, depósitos Kimeridgianos (sucesiones clásticas rojas y lavas). **Segunda Subetapa:** 6, rocas intrusivas; 7, depósitos de arco; 8, depósitos marinos de trasarco; 9, depósitos continentales de trasarco (Modificado de Charrier et al., 2007)..... 39

Figura 3.15. Relaciones cronoestratigráficas entre las unidades que afloran en flanco oeste de la Sierra de Moreno y la Cordillera de Domeyko, relacionadas a la primera subetapa de la primera etapa del Ciclo Andino (Charrier et al., 2007).....	44
Figura 3.16. Traza de los diferentes segmentos de la Zona de Fallas de Atacama.....	45
Figura 3.17. Geometría de las placas para: (a) Cretácico Inferior tardío; (b) Cretácico Superior – Mioceno Superior, y (c) Mioceno Superior al presente (Modificado de Charrier et al., 2007).	46
Figura 3.18. Distribución de las unidades desarrolladas durante la segunda etapa del Ciclo Andino. La localización de los cuerpos intrusivos está desplazada al este comparado con los formados durante la primera etapa (comparar con Figura 3.14). El esquema de colores es (de izquierda a derecha): Rojo, Rocas granitoideas; Verde, Rocas volcánicas; Naranja-Café, Depósitos continentales; Azul, depósitos marinos; Naranja-Rosado, Depósitos marinos /continentales. Abreviaciones para los grupos y formaciones: AV, Augusta Victoria; C, Cerrillos; CF, Chaco; CS, Chojfias y Siglia; El, Empexa inferior/Tambillos; Eu, Empexa Superior; H, Hornitos; I, Icaiche; LE, Los Elquinos; LN, Lomas Negras; Q, Quiriquina; QB, Quebrada Blanca de Poquis; QM, Quebrada Mala; P, Purilactis y Tonel; T, Tolar; V, Viñita. Abreviación de los granitoides por edad: Ge, Eoceno; Gk, Cretácico Superior; Gp, Paleoceno; Gpe, Paleoceno – Eoceno (Modificado de Charrier et al., 2007).	49
Figura 3.19. Mapa estructural del Sistema Inverso Oeste (WTS) y el Sistema Inverso Este (ETS) para la región de Arica e Iquique (Modificado de Charrier et al., 2007)	55
Figura 3.20. Arriba, perfil morfoestructural Primera Región. Abajo, perfil morfoestructural Segunda Región	58
Figura 3.21. Mapa en el cual se enseña las unidades geológicas clasificadas según el ciclo tectónico en el cual probablemente se formaron: Ciclo Famantiano (Morado), Ciclo de Gondwana (Azul), Ciclo Pre-Andino (Celeste), 1ª Etapa Ciclo Andino (Verde), 2ª Etapa Ciclo Andino (Naranja) y 3ª Etapa Ciclo Andino (Amarillo).	64
Figura 3.22. Mapa en el cual se enseña las unidades geológicas de la Tercera Etapa del Ciclo Tectónico Andino clasificadas en función de su ambiente de deposición: Depósitos Volcánicos (Morado), Depósitos sedimentarios (Amarillo) y Depósitos Volcanoclásticos (Naranja).....	65

1 MARCO GENERAL DEL ESTUDIO

El Altiplano o Puna es una región de América del Sur que comprende el norte de Chile, el centro y sur del Perú, la parte occidental de Bolivia y el noroeste de Argentina. Básicamente son cuencas sedimentarias formadas en altura, en su mayoría sobre los 3.500 msnm, debido al tectonismo y a la actividad volcánica existente en estas latitudes.

Debido a la morfología de la zona (cuencas endorreicas en un clima de bastante aridez) se han formado numerosas lagunas y salares. Las precipitaciones en estas cuencas son de origen tropical, y ocurren durante el verano del hemisferio sur, lo que es conocido como el ‘Invierno Boliviano’ o ‘Invierno Altiplánico’. Estas precipitaciones son de carácter convectivo, con una alta variabilidad espacial, y se concentran en los meses de enero y febrero. Este fenómeno desaparece más al sur, teniendo una mínima influencia en la Región de Atacama.

Las condiciones extremas sólo permiten que subsista una vegetación especializada, con pocos requerimientos hídricos y capaces de soportar amplias oscilaciones térmicas. Los bofedales conforman sistemas adaptados a estas condiciones, conocidas como vegetación de estepa o esteparia, que minimizan la transpiración debido a la reducida superficie de sus hojas, algunas de las cuales han evolucionado transformándose en espinas.

En Chile, las principales actividades que se desarrollan en la zona de interés son la minería y el turismo, así como también la ganadería y agricultura por parte de los pueblos originarios.

El estudio surge de la necesidad de satisfacer la demanda de agua existente y proyectada para los próximos 20 años en esta zona del norte del país. Esta demanda se refleja en actuales solicitudes de derechos de aprovechamiento de aguas subterráneas, solicitudes de áreas de exploración y de regularizaciones.

Dada la etapa de desarrollo en que se encuentra la zona de estudio, ésta presenta una oportunidad casi única para la elaboración y evaluación de planes de gestión y aprovechamiento del agua de manera sustentable.

En este contexto, el objetivo general del estudio es implementar un programa de investigación que permita establecer el estado actual del conocimiento sobre el funcionamiento hidrogeológico de los sistemas altoandinos. La información levantada y analizada ha sido complementada con trabajos de terreno y gabinete.

El estudio considera un análisis a escala regional y otro a nivel local o sistemas pilotos. En ambas escalas de trabajo se abordan, fundamentalmente, aspectos geológicos, hidrológicos, hidrogeoquímicos e hidrogeológicos. Los sistemas piloto son unidades seleccionadas a nivel de cuencas hidrográficas en conjunto con personal de la DGA, actores locales e instituciones

de la zona, en base a criterios de carácter ambiental, demanda comprometida e información disponible.

Como parte de los trabajos de terreno, en estas zonas se han efectuado campañas de reconocimiento, instalación de estaciones meteorológicas, muestreos de agua para análisis químicos e isotópicos y mediciones de evaporación desde el agua subterránea somera.

Las campañas de reconocimiento estuvieron orientadas a recorrer el terreno a través de sus principales rutas de acceso y caminos que conectan las cuencas del Altiplano, además de seleccionar potenciales lugares para la instalación de estaciones meteorológicas.

Uno de los aspectos fundamentales de esta investigación lo constituye la instalación de 12 estaciones meteorológicas en el Altiplano entre la I y III Región, las que miden precipitación y en algunos casos otras variables como temperatura y humedad del aire y del suelo.

Adicionalmente, se realizaron en todos los sistemas, mediciones in-situ de evaporación desde la napa, utilizando la metodología del domo o semiesfera acrílica propuesta por el Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS). Estos datos son importantes para realizar el balance hídrico de los sistemas y de especial relevancia para la estimación de la recarga en cuencas cerradas.

Las campañas de muestreo de aguas, tanto superficial como subterránea, permitieron complementar la información existente en reparticiones fiscales, estudios y publicaciones científicas, en particular en los sistemas pilotos estudiados.

Finalmente, cabe señalar que el uso de los recursos hídricos en el Altiplano debe considerar por una parte su importancia para el desarrollo económico y social del país y las Regiones y por otra, la protección y cuidado de los sistemas ambientales sensibles que allí existen. En este sentido, es fundamental entender la extracción de aguas subterráneas y la gestión misma de los acuíferos como un proceso dinámico, tanto espacial como temporalmente. Asimismo, se deben considerar adecuados planes de monitoreo y contingencia.

Por lo mismo, el uso sustentable del agua, la explotación, y en particular la exploración de los recursos hídricos, debe vincularse desde su origen a variables de interés ambiental y cultural de la zona.

2 INTRODUCCIÓN

La geología del norte de Chile ha sido estudiada durante más de 50 años, siguiendo distintas orientaciones y motivaciones, lo que ha llevado a generar un cantidad importante de antecedentes para cualquier estudio de carácter regional. En este sentido se destacan el libro “*The Geology of Chile*” publicado por “*The Geological Society of London*” el año 2007 y el mapa geológico escala 1:1.000.000 publicado por el Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) el año 2003. Ambos representan las principales referencias consultadas para realizar esta síntesis de la “Geología Regional del Altiplano”, insertada en el contexto del norte de Chile.

Para la elaboración de este trabajo se realizó una recopilación de antecedentes tectónicos y estratigráficos que permitan comprender la evolución geológica del Norte Grande y parte del Norte Chico (Regiones XV, I, II y III), donde se encuentra enmarcado el Altiplano – Puna. Con ello se pretende sentar las líneas bases para el desarrollo de las siguientes etapas del proyecto, en que se abordarán zonas específicas a una escala menor y a un mayor nivel de detalle.

El cuerpo del informe está dividido en tres partes, que intentan presentar de manera ordenada y comprensible el conocimiento que existe de la zona de estudio. A continuación se describe someramente cada una de estas secciones.

2.1 La Subdivisión Morfoestructural del Orógeno Andino

Basados en las diferencias morfológicas y estructurales ocurridas en las zonas en que se intersecta el margen continental (Placa Sudamericana) con los diferentes ridges oceánicos, se estableció una división en tres partes para la Cordillera de los Andes. El norte y centro de Chile se encuentran en la porción llamada los Andes Centrales, que va desde los 5° S hasta los 40° S, donde la placa subductante es la de Nazca (Figura 2.1).

Las principales unidades morfoestructurales que conforman la parte central de los Andes Centrales, entre los 15° S y los 20° S, corresponden de oeste a este a la Cordillera de la Costa, la Depresión Central, la Precordillera, el Plateau Altiplánico, la Cordillera Occidental, la Cordillera Oriental y las Sierras Subandinas. Al sur de los 20° S y hasta los 27° S, entre la Depresión Central y la Puna (continuación sur del Altiplano), se encuentra la Cordillera de Domeyko y la Depresión Preandina (salar de Atacama y otras unidades topográficas similares).

El Altiplano – Puna es un área relativamente plana que se desarrolla en alturas que van desde 3.700 a 4.200 m.s.n.m., y se extiende por más de 1.500 km paralela a la línea de costa chilena.

Su ancho promedio es de 300 km y está limitada al oeste por el actual arco volcánico o Cordillera Occidental y al este por la Cordillera Oriental. Esta región de América del Sur se encuentra en el norte de Chile, el centro y sur de Perú, la parte occidental de Bolivia y el noroeste de Argentina.

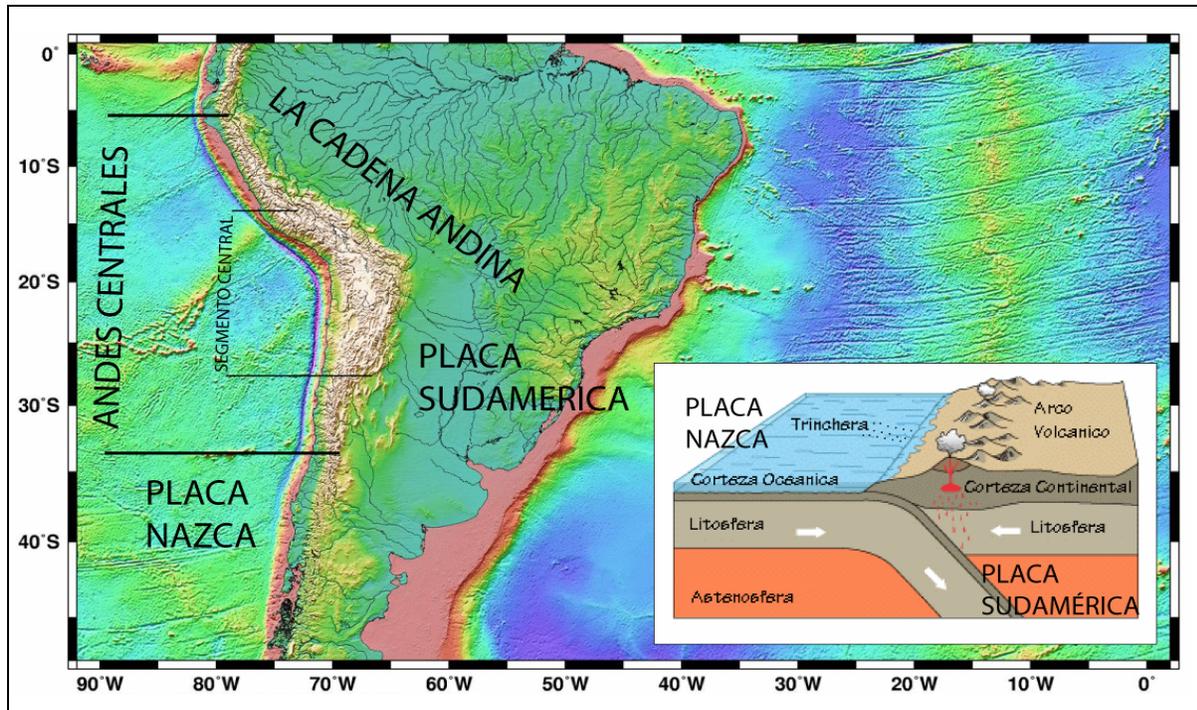


Figura 2.1. Segmento central de la sección de los Andes Centrales y perfil de subducción del margen occidental Sudamericano.

2.2 La Evolución Geológica del Norte de Chile

Esta sección comprende la evolución tectónica y estratigráfica de los Andes chilenos, desde los primeros ciclos de formación de los supercontinentes Gondwana y Laurentia.

Los Andes que conocemos actualmente se han formado como respuesta al continuo proceso de subducción que existe en el margen oeste de Sudamérica desde el periodo Jurásico. Cuando el proceso de subducción comenzó, existía un margen continental principalmente formado por complejos de rocas metamórficas y rocas de origen magmático. En la literatura esas rocas son referidas como el “Basamento”.

La evolución geológica de Chile, partiendo desde esta primera actividad, ha sido descrita en 5 grandes ciclos tectónicos: ciclos tectónicos Pampeano, Famantiano, de Gondwana, Preandino y Andino, donde han ocurrido los procesos que han dado origen a lo que hoy podemos estudiar y, para los ciclos más recientes, observar en terreno.

La descripción que en esta sección se expone concluye con la Tercera Etapa del ciclo tectónico Andino, que va desde el Paleógeno Superior (Oligoceno) hasta el Presente (Figura 2.2). Fue durante este periodo en que comenzó el principal alzamiento del Altiplano, y hace cerca de 10 Millones de años (Ma) tuvo su mayor intensidad, que posiblemente continúa hasta el presente. Las unidades que corresponden a este periodo son en su mayoría depósitos volcánicos, producidos fundamentalmente por la actividad del arco ubicado en la Cordillera Occidental.

Esta sección del informe es la que puede resultar más árida para aquellos que no están familiarizados con los conceptos de la geología, sin embargo, se consideró necesario exponerla para una comprensión de la evolución global de la zona de interés.

2.3 La Descripción de las Unidades Geológicas del Altiplano

En esta sección se detallan las unidades geológicas que se emplazan en la zona específica del estudio, es decir, los afloramientos que existen en el Altiplano – Puna de acuerdo a los ciclos tectónicos explicados en la sección anterior. Puede verse este apartado como una síntesis del anterior, en que sólo se presenta la evolución de la meseta altiplánica y la Puna.

La descripción de las unidades se realizó en base al mapa geológico de Chile escala 1:1.000.000, publicado por el SERNAGEOMIN en 2003, del que se presenta un mapa adjunto a este informe que debe ser usado para una correcta comprensión.

Como se menciona en la reseña de la sección previa, más del 90% de las rocas que están expuestas en superficie fueron formadas durante la Tercera Etapa del ciclo tectónico Andino y por lo tanto corresponde a una de las zonas más jóvenes del territorio descrito. En esta zona se pueden encontrar numerosas Formaciones (Fms.) más antiguas, que corresponden en su mayoría a secuencias sedimentarias marinas, secuencias volcánicas continentales y secuencias sedimentarias continentales (aluviales, fluviales y lacustres).

En el ciclo tectónico Andino propiamente tal, se desarrolló una intensa actividad que produjo importantes cambios en la configuración del territorio. En la Primera Etapa, de tres que tuvo este ciclo, se desarrolló un arco magmático de orientación NS a lo largo de la Cordillera de la Costa, cuya deformación estuvo concentrada a lo largo de la Zona de Fallas de Atacama. Esta mega falla es uno de los mayores elementos estructurales en la Cordillera de los Andes, y puede ser trazada a lo largo de la Cordillera de la Costa por más de 1.000 km (Iquique – Los Vilos).

En la Segunda Etapa del ciclo tectónico Andino el arco magmático migró considerablemente hacia el este, alterando la configuración de las cuencas existentes hasta ese momento. Esto produjo nuevos centros de depositación, donde al este del arco se encuentran sucesiones volcánicas y volcanoclásticas.

La actual configuración de los Andes de Argentina y Chile se alcanza en la Tercera Etapa del ciclo tectónico Andino. Se distinguen dos importantes diferencias entre el Altiplano y la Puna (ubicada más al sur). La primera es que la Puna tiene una altura promedio de casi 4.400 m.s.n.m. y es rugosa, mientras que el Altiplano tiene una altura promedio de 3.800 m.s.n.m. y es plano. La segunda diferencia corresponde al límite este de ambas zonas; en el caso del Altiplano, tiene a las Sierras Subandinas, en cambio la Puna tiene las Sierras Pampeanas y el Sistema Santa Bárbara. Estos grupos o unidades difieren por el tipo de cabalgamiento con que se encuentran dispuestas, generado por el tipo de deformación y el volcanismo existente. Los afloramientos en ambas zonas están compuestos en su mayoría por depósitos volcánicos y en segundo orden por depósitos sedimentarios.

Para la lectura del informe se invita a consultar el ANEXO I: Escala del Tiempo Geológico y el Glosario de Términos Geológicos, al final de este documento. Para quienes no estén familiarizados con los conceptos aquí expuestos resultarán de gran ayuda.

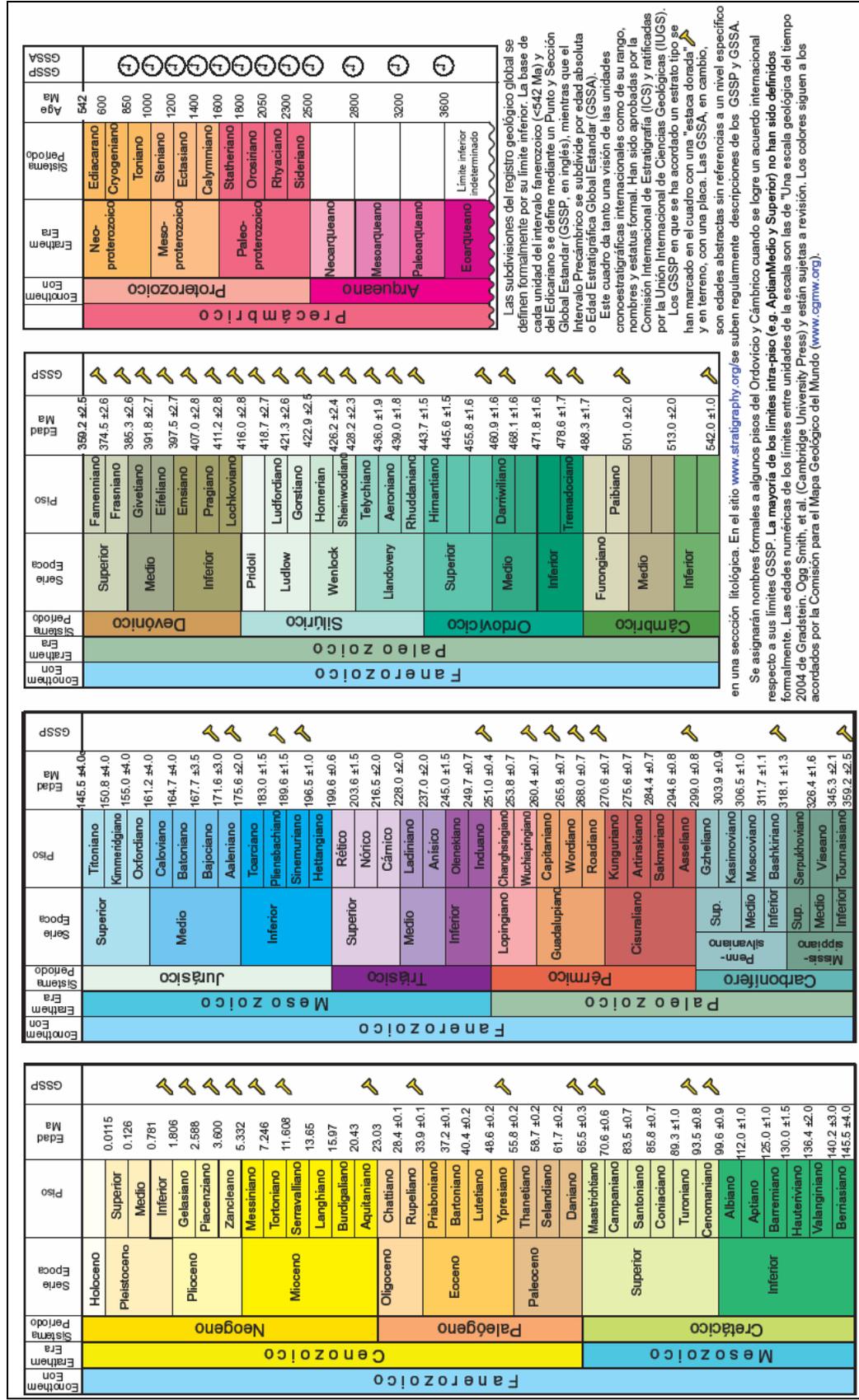


Figura 2.2. Escala del tiempo geológico (SERNAGEOMIN).

3 ANTECEDENTES GEOLÓGICOS REGIONALES

La Cordillera de los Andes (Orógeno Andino) es uno de los rasgos morfológicos más característicos de Sudamérica. Esta gran cordillera es un ejemplo clásico de una gran cadena montañosa formada por el proceso de subducción de una placa oceánica bajo una placa continental. En este ambiente tectónico de colisión entre placas, existe el Plateau del Altiplano-Puna, que es el plateau continental más grande de la Tierra luego del Tibet.

El alzamiento de los Andes, que comienza durante el Oligoceno Superior producto de una reorganización mayor de las placas oceánicas del Pacífico este, trae consigo importantes cambios climáticos. En el norte de Chile y sur de Perú la Cordillera de los Andes produce un efecto de sombra de lluvia, el cual evita que el aire húmedo que proviene desde el Amazonas alcance las zonas costeras.

A continuación se detallan las formas topográficas en las que es posible dividir el Orógeno Andino, lo cual dará la base para entender la evolución geológica que lleva a la formación del Altiplano-Puna.

3.1 Subdivisión Morfoestructural del Orógeno Andino

El Orógeno Andino es un elemento morfológico de primer orden en la región y es posible diferenciarlo en dos tipos de formas principales: unidades morfoestructurales paralelas al rumbo (orientación) de la cordillera y cinturones oroclino (curvatura mayores de la cordillera) en los cuales ocurren los cambios mayores en la morfología y estructura de ésta (Charrier et al., 2007). Se distinguen dos oroclino: el oroclino Boliviano y el oroclino Patagónico ubicados en el extremo norte y sur, respectivamente (Figura 3.1).

La continuidad morfoestructural paralela al rumbo de la cordillera de los Andes es interrumpida en la región donde la Dorsal de Juan Fernández intersecta al margen continental causando la segmentación del orógeno. La región donde subducta la Dorsal de Juan Fernández corresponde a un segmento de subducción plana, mientras que al norte y al sur de esta región de subducción plana, la subducción de la placa oceánica marcada por el plano de Wadati-Benioff es más empinada (Cahill y Isacks, 1992).

Basados en las diferencias morfológicas y estructurales ocurridas en la intersección del margen continental con los diferentes ridges oceánicos, Aubouin et al (1973), Gansser (1973) y Jordan et al (1983) dividieron los Andes en distintos segmentos (Figura 3.1), los cuales según Jordan et al. (1983) son:

1. Los Andes Septentrionales (Figura 3.1 a), que se extienden desde Venezuela al norte (12° N) hasta Perú al sur (5° S). Esta cadena montañosa resulta de la interacción de las placas

de Caribe, Cocos, Nazca y el Istmo de Panamá. La acreción de fragmentos de corteza oceánica y arcos insulares (de islas) es un mecanismo importante de construcción de este orógeno durante el Mesozoico-Cenozoico (Aspden y McCourt, 1986; Roperch *et al.*, 1987; Van Thournout *et al.*, 1992).

2. Los Andes Centrales (Figura 3.1 a), que se extienden desde el Perú y Bolivia al norte (5° S), hasta Chile y Argentina por el sur (40° S). Este segmento de la cadena resulta de la subducción de la placa de Nazca bajo el continente sudamericano.
3. Los Andes Australes o Patagónicos (Figura 3.1 a), que se extienden en la frontera chilena-argentina entre los 40° - 55° S. Ellos resultan de la subducción de las placas oceánicas de Nazca y Antártica que interaccionan con la península Antártica y la Placa de Scotia. Un arco entre la Cordillera de la Patagonia, de orientación N-S, y la Cordillera de Darwin, de orientación E-W, forma el final de los Andes Australes.

Las principales unidades morfoestructurales que conforman la parte central de los Andes Centrales, entre los 15° y los 20° S, corresponden de oeste a este a la Cordillera de la Costa, la Depresión Central, la Precordillera, el Plateau Altiplánico, la Cordillera Occidental (actual arco volcánico), la Cordillera Oriental y las Sierras Subandinas. Al sur de los 20° S y hasta los 27° S, entre la Depresión Central y la Puna (Figura 3.2), que corresponde a la continuación sur del Altiplano, se encuentra la Cordillera de Domeyko y la Depresión Preandina (Muñoz y Charrier, 1996).

3.1.1 Cordillera de la Costa

La Cordillera de la Costa es un cordón de orientación NS de alrededor de 50 km de ancho. Esta nace al sur de la Pampa Chaca, tiene una elevación media que aumenta hacia el sur, alcanzando cerca de 2.500 m.s.n.m. en la Región de Antofagasta. Su límite occidental está caracterizado por la presencia del Escarpe Costero, donde los acantilados alcanzan una altura de 700 m en promedio (Figura 3.2).

3.1.2 Depresión Central

La Depresión Central es la región deprimida alojada entre la Cordillera de la Costa y la Precordillera (Figura 3.2). Su superficie corresponde a una extensa cubierta aluvial, inclinada con una suave pendiente hacia el oeste-suroeste, denominada Pampa del Tamarugal (Ej. Mortimer y Saric, 1972, 1975). Tiene una altura de unos 1.000 - 1.500 m.s.n.m. Al norte de los 19° 30' S donde la Cordillera de la Costa presenta sus menores elevaciones medias, la pampa es incidida por profundos cañones de orientación EW, algunos con más de 400 m de profundidad, seguidos por ríos cuya capacidad de erosión les permite continuar incidiendo a la Cordillera de la Costa. Estas redes desembocan en el océano en intervalos de alrededor de 40 km. Entre los 19° 30' y los 21° 30'S, la Depresión Central constituye una cuenca endorreica. En este segmento, las quebradas que inciden a la Precordillera se curvan hacia el SW,

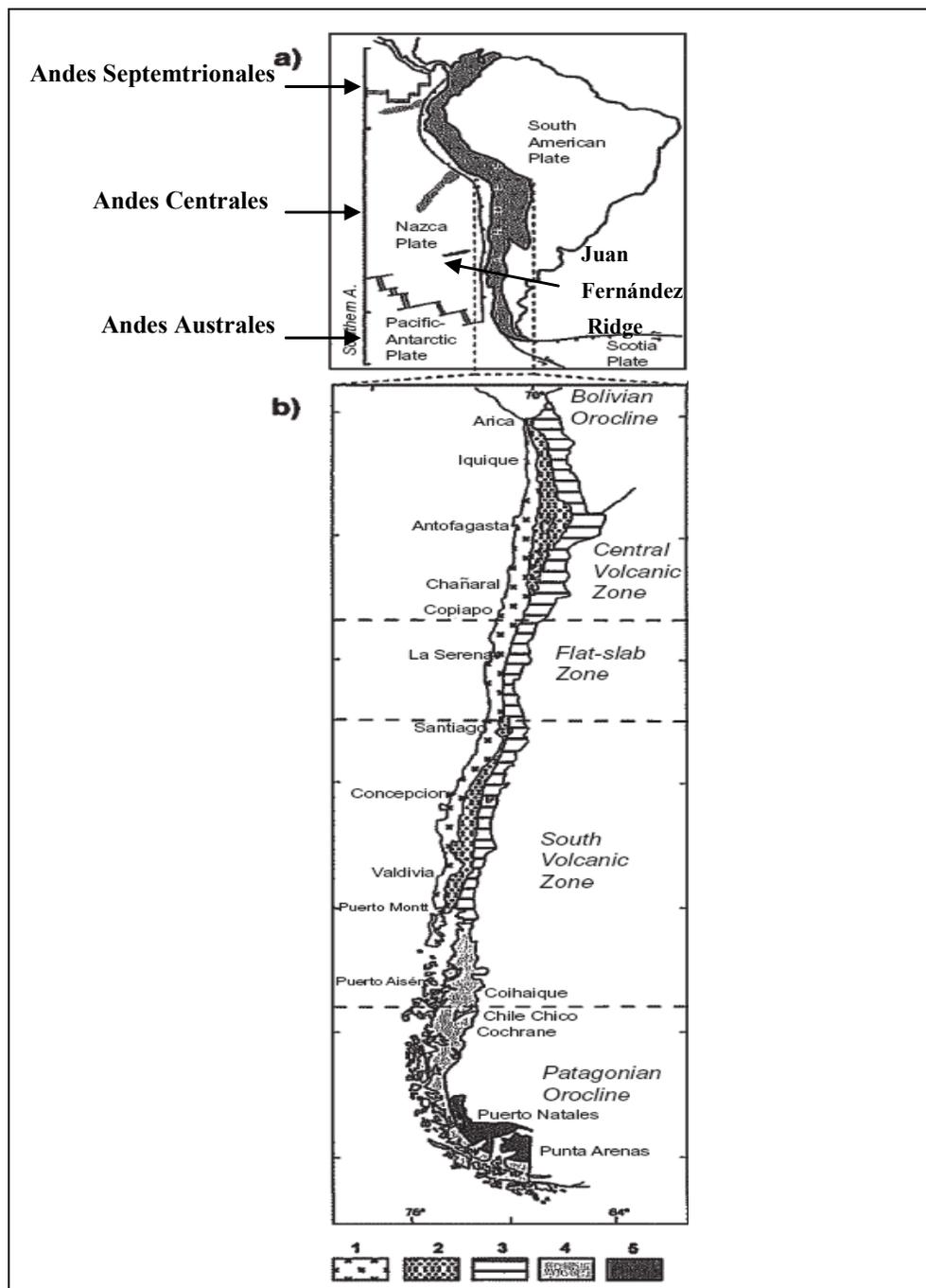


Figura 3.1. a) Localización de la Cordillera de los Andes, subdivisiones mayores de la cordillera y unidades oceánicas mayores; b) Unidades morfológicas mayores de los Andes en Chile: 1. Cordillera de la Costa; 2. Depresión Central; 3. Cordillera de Ante Arco y Cordillera Occidental. Se indica los segmentos andinos y los oroclino Boliviano y Patagónico. (Modificada de Charrier et al., 2007).

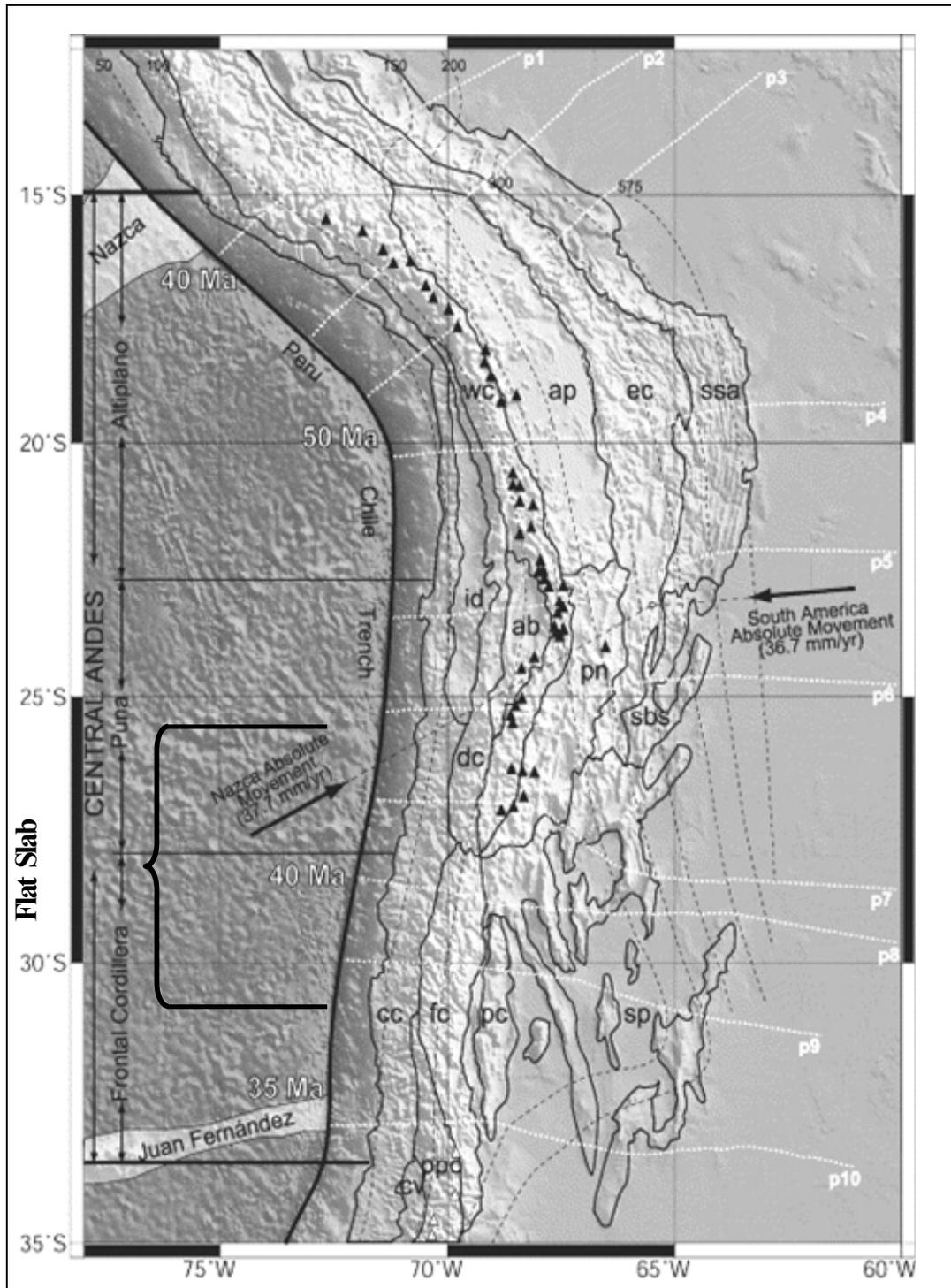


Figura 3.2. Características geotectónicas del sistema de convergencia andino entre 12 y 35° S, sobre batimetría y topografía del área. Unidades morfoestructurales delimitadas por líneas negras y rotuladas como sigue: **cc**- Cordillera de la Costa; **id**- Depresión Intermedia; **wc**- Cordillera Occidental; **ab**- Depresión Preandina; **ap**- Altiplano; **pn**- Puna; **ec**- Cordillera Oriental; **ssa**- Sierras Subandinas; **dc**- Cordillera Domeyko y Precordillera; **sbs**- Sistema de

Santa Bárbara; **fc**- Cordillera Frontal; **sp**-Sierras Pampeanas; **cv**- Valle Central; **ppc**-Cordillera Principal; **fc**- Cordillera Frontal. Triángulos negros representan los volcanes de la Zona Volcánica Central. Líneas negras punteadas representan las curvas de profundidad de la placa subductada (Cahill e Isacks, 1992). Línea gruesa es la fosa Perú-Chile. Números a la izquierda de la fosa denotan la edad de la placa de Nazca (Figura extraída de Tassara et al., 2005).

bordeando la topografía generada por abanicos aluviales (Figura 3.2). Al alcanzar la Depresión Central los ríos no presentan cauces, formando abanicos aluviales coalescentes, cuya porción distal alcanza la Cordillera de la Costa. Al sur de los 21° 24' S la Pampa del Tamarugal vuelve a constituir una cuenca exorreica surcada por el río Loa, que logra desemboca en el mar.

3.1.3 Precordillera

La Precordillera se desarrolla al oriente de la Depresión Central. La pendiente de la topografía aumenta, produciéndose el consiguiente aumento de la incisión fluvial. Esta franja de relieve corresponde a la zona de transición hacia la región elevada, al oriente. Al sur de los 20° S, esta unidad da lugar a un cordón longitudinal denominado Cordillera de Domeyko, bordeado por el este por una zona deprimida llamada Depresión Preandina (Figura 3.2). En este contexto el Salar de Atacama constituye una depresión que separa localmente a la Precordillera de la Cordillera Occidental y esta última separa al Altiplano de esta depresión.

3.1.4 Cordillera Occidental

La Cordillera Occidental (Figura 3.2). está formada por un conjunto de edificios volcánicos que forman parte del Complejo Volcánico de los Andes Centrales: Tata Sabaya y Parinacota (6.348 m), Tarapacá (5.850 m), Nevados de Payachata, San Pedro (6.145 m), Lászar (5.550 m), Socompa (6.051 m), Llullaillaco (6.739 m), Lastarria, Ollagüe (5.863 m), y el volcán más alto del mundo, el Ojos del Salado (6.887 m). El arco volcánico está constituido por estratovolcanes caracterizados por su alto nivel explosivo desde el Mioceno Inferior hasta el periodo actual. Los productos efusivos vertidos hacia el piedemonte Andino occidental han sido particularmente extensos y potentes flujos piroclásticos (ignimbritas) de fuentes no localizadas. Estos son de composición riodacítica y se produjeron antes y durante flujos lávicos de grandes volcanes compuestos de naturaleza andesítica (Baker, 1981). Se distinguen los dos periodos siguientes (David, 2007):

- En el Mioceno Inferior, entre los 24 y los 15 Ma específicamente, se generaron complejos ignimbríticos de gran volumen, como por ejemplo la llamada Zona Volcánica Altiplano - Puna que cubre las formaciones más antiguas del ante-arco, del arco y de la zona Altiplano - Puna de la región del Salar de Atacama (Baker, 1981; Lahsen, 1982; de Silva, 1989).

- En el Mioceno Superior hasta el periodo actual, se generaron domos con ignimbritas menores. Schroder y Worner (1996) y Wörner et al. (2000b) hicieron una compilación de todas las edades radiométricas de las rocas volcánicas e intrusivas de la región y observaron un desplazamiento episódico hacia el Este del arco magmático desde el Jurásico, y el ensanchamiento del arco magmático después de 30 Ma. En los Andes Centrales del norte de Chile, hay volcanismo activo a lo largo de toda la cadena, salvo en la zona de Pica entre los volcanes Isluga y Irruputuncu (~19,5° y 20,7° S, Figura 3.3) (Worner et al., 2000).

3.1.5 Altiplano – Puna

El Altiplano - Puna (Figura 3.2) corresponde a un plateau que presenta alturas de 3.700 a 4.200 m.s.n.m. Se extiende por más de 1.500 km en forma paralela al margen continental y tiene un ancho promedio de 300 km, constituyendo la segunda meseta más alta del mundo y la más alta del mundo de origen no-colisional (Isacks, 1988). En su límite occidental se desarrolla el actual arco volcánico, la Cordillera Occidental. El límite oriental del Altiplano está marcado por la Cordillera Oriental, que a su vez limita hacia el este con las Sierras Subandinas. Estas últimas corresponde a una faja plegada y corrida de vergencia oriental, que pone en contacto a la cadena andina con la llanura de antepaís (Planicies de Beni y El Chaco). El relleno sedimentario tiene una edad mesozoica a cenozoica que alcanza localmente un espesor de 10.000 m.

El Altiplano en Bolivia y la Puna en el NO argentino configuran una gran unidad morfotectónica que representa una cuenca intramontañosa de más de 200 km de largo con una altitud de entre 3.800 (~4.000) a 4.500 m. El relleno sedimentario tiene una edad mesozoica a cenozoica y alcanza localmente un espesor de 10.000 m. Se encuentra limitada al este y al oeste por enormes cadenas montañosas: Cordilleras Oriental y Occidental, respectivamente. La primera alcanza altitudes de hasta 7.000 m mientras que la segunda alcanza altitudes entre 5.000 y 6.000 m.

Dentro del Complejo Volcánico de los Andes Centrales existe un subcomplejo de particular interés llamado Complejo Volcánico Altiplano-Puna (Figura 3.3). Dentro del Complejo Volcánico Altiplano-Puna los Cerro Panizos, Pastos Grandes, Cerro Guacha y la Caldera La Pacana potencialmente representan un centro gigante activo de ignimbritas y sistemas de calderas cuaternarias (Stern, 2004).

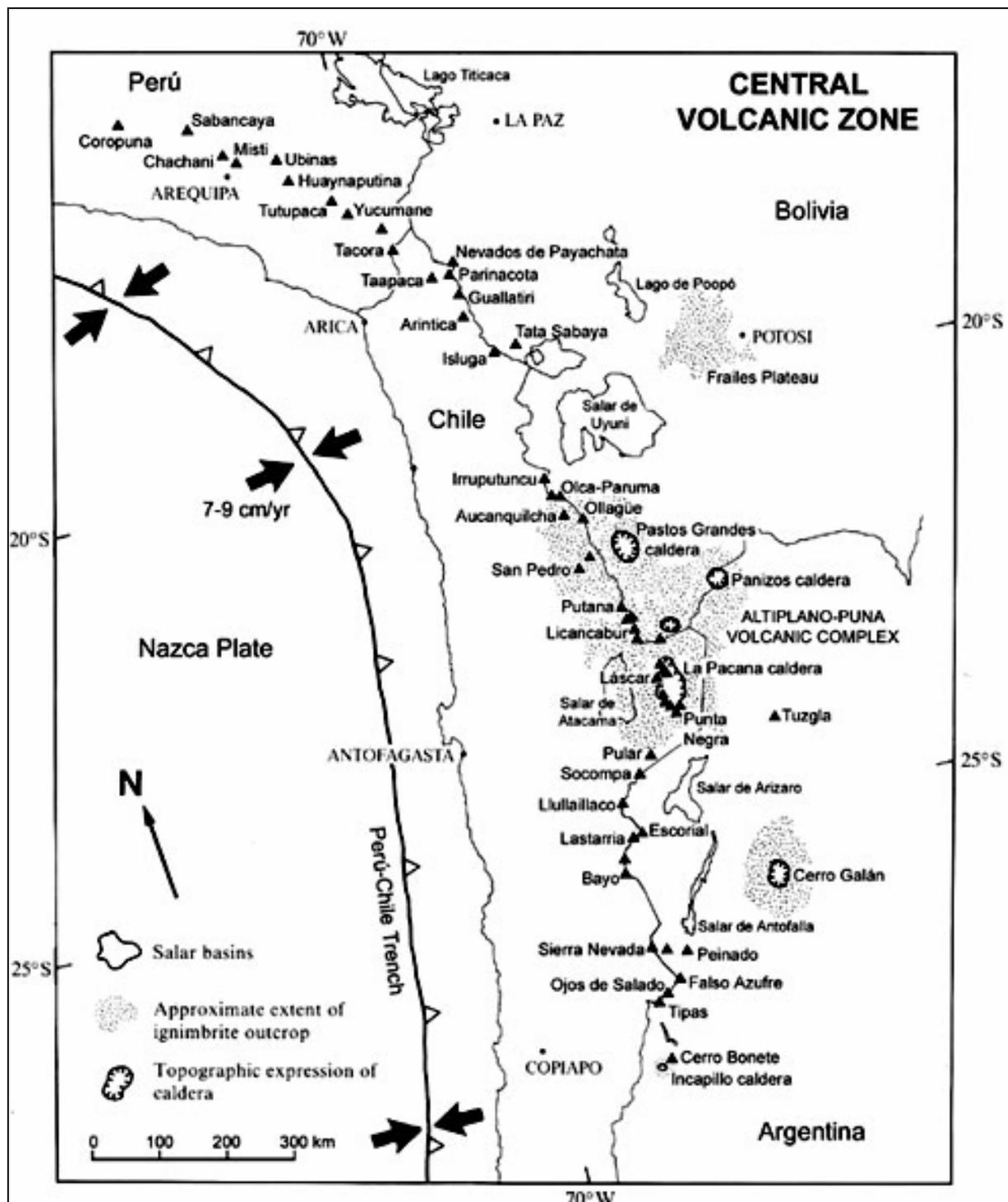


Figura 3.3. Mapa esquemático de la Zona Volcánica Central enseñando la localización de los volcanes y sistemas de calderas (Figura de Stern, 2004).

3.2 Evolución Geológica del Norte de Chile

En la evolución tectónica y estratigráfica de los Andes chilenos es posible diferenciar tres grandes etapas relacionadas a la evolución global, ligada a los ciclos de formación de supercontinentes: (1) Post desmembramiento de Pangea II, (2) Acoplamiento de Gondwana (entre 800 Ma y 530 Ma), (3) Desmembramiento de Gondwana (desde ca. 150 Ma al presente) (Charrier et al., 2007).

Los Andes que conocemos actualmente se han formado como respuesta del continuo proceso de subducción que existe en el margen oeste de Sudamérica desde el periodo Jurásico. Cuando el proceso de subducción comenzó, existía un margen continental principalmente formado por complejos de rocas metamórficas y rocas de origen magmático que se desarrollaron durante el Proterozoico (?), Paleozoico y Triásico (Hervé et al., 2007). En la literatura esas rocas son referidas como el “Basamento” de las secuencias Mesozoicas y Cenozoicas andinas.

La evolución geológica de Chile puede ser descrita en 5 grandes ciclos tectónicos. A continuación se realiza una descripción de los ciclos tectónicos con énfasis en las unidades que afloran en el norte de Chile. Al comprender la evolución geológica y cuales son los procesos que llevan a la formación de los Andes en el norte de Chile, se podrá comprender, desde esa visión, cuales son los procesos que llevan a la formación del Altiplano y la Puna.

3.2.1 Ciclo Tectónico Pampeano (Proterozoico Superior - Cámbrico Inferior) y Ciclo Tectónico Famantiano (Cambrico Superior – Devónico Inferior)

En la Cordillera Principal, Occidental y de la Costa, se encuentran afloramientos aislados esporádicos del basamento, bajo la cobertura Mezo-Cenozoica (Figura 3.4). Las interpretaciones que se le han dado a estas unidades son de dos tipos principales (Hervé et al., 2007):

1. Las unidades reflejan tectonismo asociado a la acreción de Laurentia y Gondwana en el Paleozoico Inferior;
2. Las rocas representan la evolución *in situ* de antiguas unidades cratónicas en el margen occidental de Gondwana.

Los afloramientos de rocas metamórficas en el norte de Chile han sido agrupadas dentro de los complejos metamórficos de Belén, Sierra de Moreno-Chojas y Limón Verde (todos ellos existentes dentro del terreno acrecionado llamado Terreno Arequipa-Antofagasta, Figura 3.4), y el Complejo Metamórfico de Mejillones, que tal vez representa un terreno acrecionado diferente. En adición a estos complejos metamórficos, secuencias volcánicas y sedimentarias conocidas como Complejo Cordón Lila (Hervé et al., 2007) afloran en el margen occidental de los Andes (Hervé et al. 2007) (Figura 3.4).

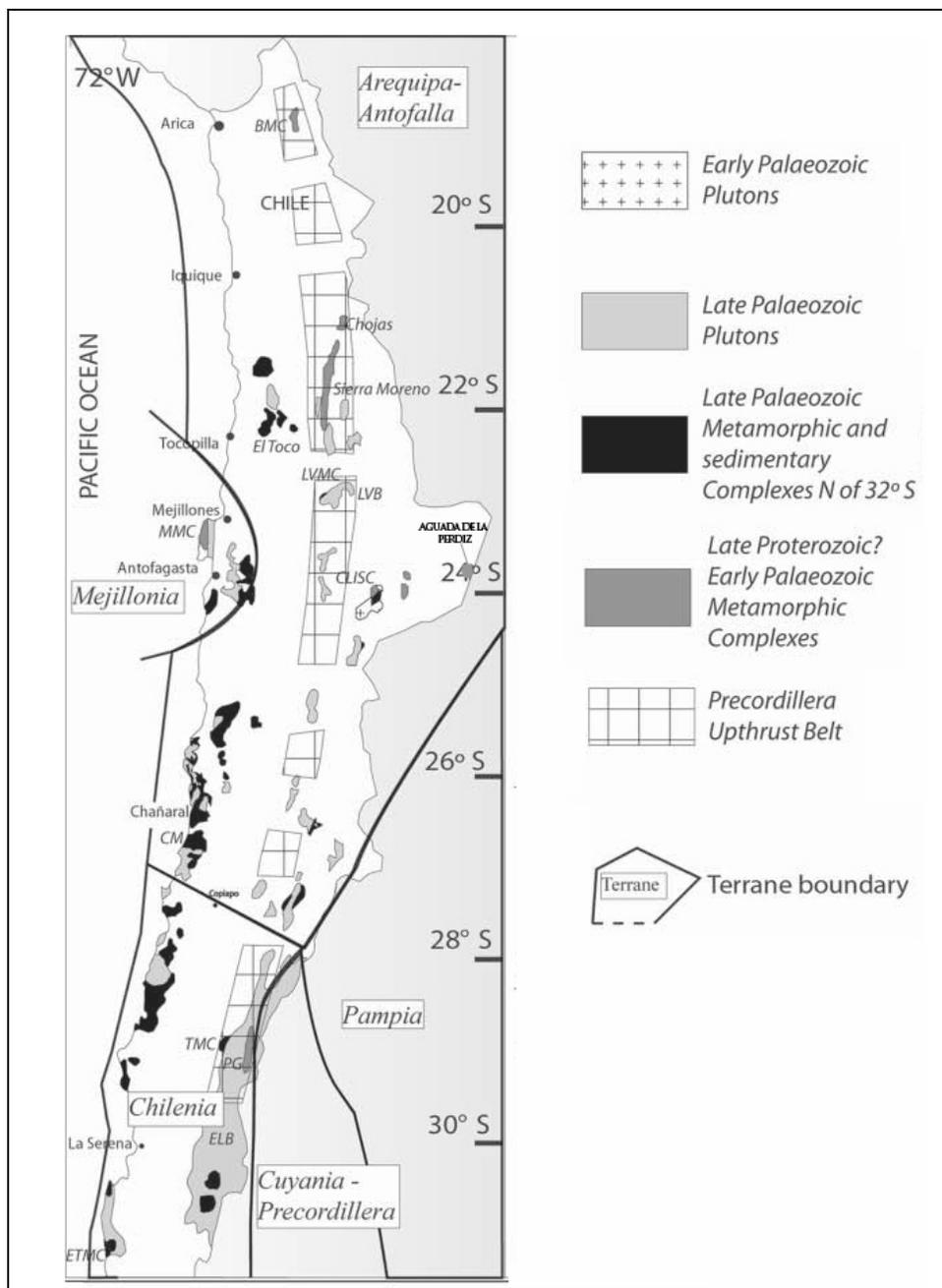


Figura 3.4. Mapa geológico enseñando los principales afloramiento de los complejos metamórficos y plutones del Paleozoico Inferior. El significado de las abreviaciones es: BMC: Complejo Metamórfico de Belén; LVMC: Complejo Metamórfico Limón Verde; CLISC: Complejo Ígneo-Sedimentario Cordón de Lila; MMC: Complejo Metamórfico de Mejillones; CMC: Mélange de Chañaral; TMC: Complejo metamórfico del Tránsito; ETMC: Complejo Metamórfico El Teniente; PG: Gneiss Pampeanos; ELB: Batolito Elqui-Limarí (Modificado de Hervé et al., 2007).

Bahlburg & Hervé (1997) y Bahlburg et al. (2000) han observado que durante la era Paleozoica en el Norte de Chile y noroeste de Argentina, existió una calma metamórfica y magmática de ca. 100 millones de años, desde el **Silúrico Inferior al Carbonífero Inferior** que permite la separación de las unidades de rocas en dos grupos orogénicos diferentes: (a) rocas de edad Cámbrica al Silúrico Inferior (Ciclo Tectónico Pampeano), deformadas durante el ciclo orogénico del Paleozoico Inferior (Ciclo Tectónico Famantiano) y desarrollado en una configuración de margen continental activo; (b) rocas formadas después de la orogenia Paleozoica Inferior (Ciclo Tectónico Famantiano) afectadas por el Ciclo Tectónico de Gondwana, el cual se desarrolló en condiciones de margen activo reanudadas después de la calma durante la cual se desarrollan condiciones de margen pasivo en el área (**Silúrico - Carbonífero Inferior**) (Hervé et al., 2007).

A continuación se detallan y describen la geocronología y litología para los diferentes afloramientos asociados al basamento.

3.2.1.1 Complejo Metamórfico Belén

El Complejo Metamórfico de Belén (BMC en Figura 3.4) (Basei et al., 1996) forma un afloramiento reducido de rocas metamórficas e ígneas a lo largo del sistema de fallas inversas de alto ángulo, con vergencia al oeste, en la vertiente oeste del Plateau Altiplanico chileno entre Chapiquiña y Tignámar (Figura 3.4) (Muñoz y Charrier 1996). A lo largo de ese sistema de fallas el BMC cabalga hacia el oeste sobre depósitos del Cenozoico Superior. BMC es cubierto en discontinuidad estratigráfica por depósitos marinos Jurásicos, y por rocas sedimentarias volcanoclásticas y continentales Cenozoicas (Pací et al., 1980; Muñoz et al., 1988; García, 1996). El BMC está compuesto principalmente por anfibolitas foliadas y subordinado por esquistos micáceos, orthogneiss y serpentinitas. Es intruído por stock de gabros y por diques máficos, aplíticos y félsicos.

Los datos geocronológicos relacionan al BCM con una orogénesis desarrollada durante el Paleozoico Inferior, equivalente temporalmente con la orogénesis Pampeana del Cámbrico Inferior y la orogénesis Famantiana (Cámbrico Superior – Devónico Inferior). Ambas orogenias están extensamente representadas en el noroeste de Argentina. La edad del protolito parece estar dentro del Paleozoico Inferior, aunque no son descartables las edades Proterozoicas producidas para el protolito del BMC (Damm et al., 1990; Wörner et al., 2000a; Loewy et al., 2004).

3.2.1.2 Complejo Metamórfico de Sierra de Moreno-Chojas

La exposición del basamento en la Sierra de Moreno está dada por una faja de 70 por 20 km orientada NNE-SSW y compuesta por esquistos micáceos, esquistos verdes, migmatitas,

granitos y milonitas (Skarmeta, 1983). El margen oeste del afloramiento corresponde a una franja milonítica de 3 km de ancho producida durante el cabalgamiento del complejo metamórfico sobre rocas Jurásicas (Formación (Fm.) Quinchamáli), posteriormente el basamento es afectado por 4 eventos de deformación superimpuestos. Adicionalmente pequeños afloramientos del basamento compuestos por esquistos micáceos, gneiss, anfibolitas migmatitas y sianogranitos alcalinos ocurren en la Quebrada de Chojas al norte de Sierra Moreno (Hervé et al., 2007) (Figura 3.4).

Para el Complejo de Chojas, Damm et al. (1990) sugiere una edad Proterozoica en base a un diagrama de U-Pb en zircones, los cuales indican una edad de $1.254 \pm 97/-94$ Ma y $1.213 \pm 28/-25$ Ma para las migmatitas y orthogneiss, respectivamente. Las edades menores detectadas interceptan a $466 \pm 8/-7$ Ma y $415 \pm 36/-38$ Ma para las migmatitas y orthogneiss, respectivamente, y son interpretadas como la edad de reseteo producto de un metamorfismo de alto grado.

Loewy et al. (2004) presentó edades convencionales de U-Pb en zircones de migmatitas y en mega cristales de granitos foliados las cuales caen en el campo superior de edades de 1.067 ± 4 Ma y 1.024 ± 5 Ma, respectivamente. Ellos interpretan los datos como edades de cristalización del protolito. El campo inferior de edades en las migmatitas y granitos es de 497 ± 16 Ma y 470 ± 2 Ma, respectivamente. Por otro lado datos isotópicos de la Sierra de Moreno en migmatitas y esquistos dan una edad de 511 ± 9 Ma y 485 ± 12 Ma (Rb-Sr en roca total), respectivamente (Skarmeta, 1983). Los valores son cercanos a las edades K-Ar de 452 ± 11 Ma (Hb) a 372 ± 3 Ma (ms) obtenidos en minerales de migmatitas y esquistos. El patrón de edades fue corroborado por Lucassen et al. (2000) con edades de Nd-Sm de 505 ± 6 Ma y edades K-Ar entre 382 ± 11 Ma y 478 ± 15 Ma (Hb), como también edades K-Ar de 284 ± 6 Ma a 317 ± 7 Ma.

3.2.1.3 Complejo Metamórfico de Mejillones: ¿Un terreno acrecionado Independiente?

El Complejo Metamórfico de Mejillones (MMC en Figura 3.4) es un cuerpo asilado de 60 por 10 km de rocas expuestas en la Península de Mejillones (Figura 3.4). También existen afloramientos de litologías similares en Caleta Coloso, pocos kilómetros al sur. Baeza (1984) ha descrito que las rocas metamórficas consisten en orthogneiss, paragneiss, anfibolitas y esquistos micáceos, intruidos por diques y plutones máficos y félsicos.

Las edades radiométricas más antiguas obtenidas del MMC son ca. 530 Ma en Rb-Sr (roca total) (Díaz et al., 1985), 521 ± 55 Ma Nd-Sm (roca total) (Damm et al., 1986) y 525 ± 10 Ma Nd-Sm (roca total) (Lucassen et al., 2000).

3.2.1.4 Complejo Ígneo y Sedimentario Cordón Lila y Aguada de la Perdiz

Durante el periodo Ordovícico, los productos volcánicos de un arco magmático pretérito fueron depositados en una cuenca marina localizada sobre el terreno Arequipa – Antofalla, en el presente flanco oeste de los Andes. El resultado es la existencia de secuencias de lavas basálticas, riolíticas y andesíticas intercaladas por rocas sedimentarias marinas indicadoras de ambientes hemipelágicos a someros, que en conjunto constituyen el Complejo Ígneo y sedimentario Cordón Lila (CLISC en Figura 3.4) y Fm Aguada de la Perdiz (Hervé et al., 2007). La Fm Aguada de la Perdiz consiste en una sucesión de detritos gruesos a finos, depósitos marinos someros con intercalaciones volcánicas y volcanoclásticas, y fauna asociada al Arenigiano Medio (Charrier et al., 2007).

3.2.1.5 Complejo Metamórfico Limón Verde

Una franja de 12 km por 2 km de afloramientos se expone en el flanco oeste de la Sierra Limón Verde, donde es intruida por cuerpos intrusivos del Paleozoico Superior (Figura 3.4) y se encuentra estratigráficamente discordante bajo rocas sedimentarias y volcánicas Triásicas. El Complejo Metamórfico Limón Verde (LVMC) está constituido por metabasitas y metapelitas con una variación del grado metamórfico entre facies de esquistos verdes a anfibolitas.

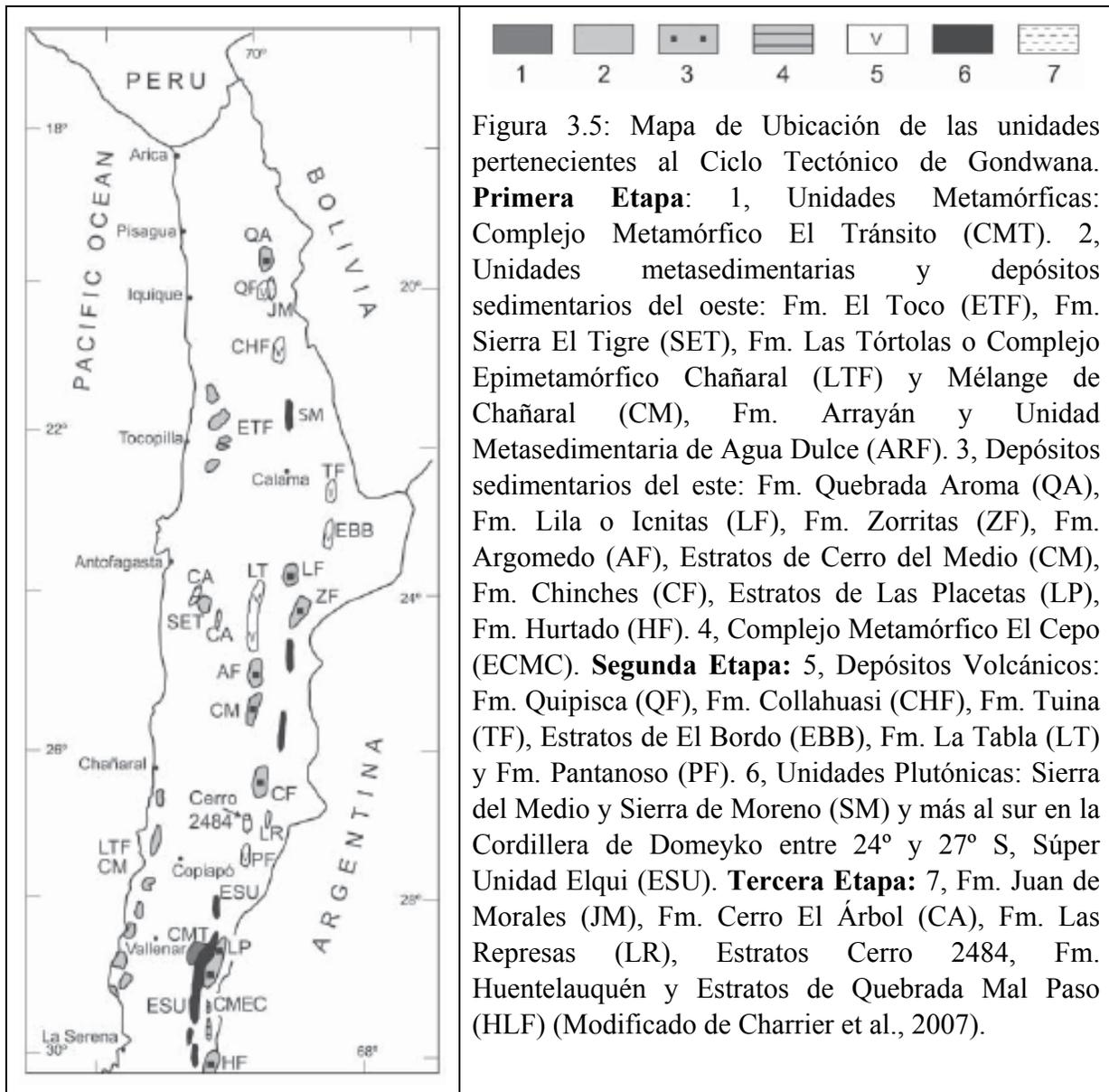
Datos geotermobarométricos del metamorfismo combinados con datos de edades estratigráficas indican una rápida tasa de exhumación del LVMC durante el Pérmico - Triásico Inferior. El metamorfismo tuvo lugar durante el Paleozoico Superior y se sugiere que el protolito tiene una edad no más antigua que 405 Ma (Silúrico) (Hervé et al., 2007).

3.2.1.6 Consideraciones

En el norte de Chile existen significativos afloramiento del Paleozoico Inferior, incluyendo rocas con edades tan antiguas como el Proterozoico Superior (?)-Cambrico Inferior. Durante el Neoproterozoico y el Paleozoico Inferior el cratón de Laurentia se ubicaba cerca de Antártica y Sudamérica. Las rotaciones horarias de Laurentia alrededor de Sudamérica habrían provocado una serie de colisiones entre ambos continentes produciendo de este modo las Orogénesis Pampeana y Famantiana en Sudamérica. Las rocas metamórficas e ígneas del Paleozoico Inferior en el norte de Chile pueden ser asignadas a las fases orogénicas Pampeanas y Famantianas (Hervé et al., 2007).

3.2.2 Ciclo Tectónico de Gondwana (Devónico Superior a Pérmico Inferior)

Las rocas asignadas al Ciclo Tectónico de Gondwana presentan una abundancia considerable (Figura 3.5) y es por esta razón que ha sido posible realizar una buena reconstrucción de los procesos que operaron en esos momentos en el margen oeste de Gondwana (Charrier et al., 2007).



Reconstrucciones paleomagnéticas indican que la migración del Polo Sur durante el Carbonífero y Pérmico Inferior fue muy rápida, mientras que durante el Pérmico Superior fue casi nula (Vilas y Valencia, 1978). Esto indica que la deriva continental durante el Carbonífero y Pérmico Inferior fue muy activa gracias a la probable existencia de rápidas zonas de convergencia y subducción a lo largo de márgenes activos como por ejemplo el margen continental oeste de Gondwana. Consecuentemente, durante este ciclo se desarrolló un arco magmático a lo largo de la alta Cordillera hoy existente. Este arco que está localizado principalmente en el sector oeste de Argentina, fue flanqueado por una cuenca de antearco localizada en Chile, y esta cuenca, a su vez, fue flanqueada al oeste por un complejo acrecionario (Charrier et al., 2007).

3.2.2.1 *Primera Etapa: Devónico Medio/Superior al Carbonífero Inferior*

Las unidades del Devónico Medio/Superior al Carbonífero Inferior al norte de los 33° S están compuestas por rocas sedimentarias, metasedimentarias, metamórficas dispuestas en afloramientos con una orientación NNW-SSE, que hacia el oeste aumentan su grado metamórfico (Figura 3.5).

Unidades Sedimentarias

Las unidades sedimentarias forman dos grupos de afloramientos: **una serie oeste** compuesta por depósitos turbidíticos marinos y **una serie este** compuesta por depósitos de plataforma.

Los **depósitos turbidíticos del oeste** se extienden desde los 22° S a los 32° S y de norte a sur corresponden a las siguientes unidades (Figura 3.5 y Figura 3.6): Fm. El Toco (Harrington, 1961), Fm. Sierra El Tigre (Niemeyer et al., 1997), Fm. Las Tórtolas (Uklricksen, 1979) o Complejo Epimetamórfico Chañaral (Godoy y Lara, 1998), Unidad Metasedimentaria de Agua Dulce (Rebolledo y Charrier, 1994) y Fm. Arrayán (Rivano y Sepúlveda 1991). Los depósitos turbidíticos del oeste generalmente están compuestos por sucesiones espesas y monótonas de turbiditas de grano medio a grueso plegadas en forma intensa y repetidamente. La Fm. Las Tórtolas está también fuertemente plegada pero a diferencia de la anterior incluye intervalos de limonitas, intercalaciones de calizas y chert, y algunas metabasitas. El aporte sedimentario desde NNW y NW fue deducido para la Fm Sierra el Tigre, Fm. Las Tórtolas y Arrayán. La intensa deformación de algunas de estas unidades descrita en variadas oportunidades como mélanges o formaciones desgarradas, son consideradas como formas indicativas de cizalle, presumiblemente dentro de un complejo de subducción (Charrier et al., 2007).

Los **depósitos de plataforma del este** son expuestos en el norte de Chile a lo largo de la Cordillera de Domeyko y Principal entre los 23° 30' S y 31° S (Figura 3.5) y de norte a sur corresponden a las siguientes unidades: Fm. Lila (Moraga et al., 1974) o Fm. Icnitas (Niemeyer et al., 1985), Fm. Zorritas (Cecioni y Frutos, 1975) y Fm. Argomedo (Marinovic et al., 1995) (previamente Estratos de Argomedo) (Figura 3.6). La Fm. Lila es una secuencia marina (Transgresión-Regresión) de 1.000 m de espesor compuesta por areniscas ricas en cuarzo, limonitas y conglomerados (Moraga et al., 1974; Niemeyer, 1989). Los 3.400 m de espesor de la Fm. Zorritas han sido subdivididos en un miembro inferior de areniscas de grano fino a grueso, en un miembro medio de fangolitas y en un miembro superior de areniscas finas (Charrier et al., 2007). La Fm. Argomedo son depósitos marinos con un espesor de 1.150 m compuesto por una alternancia de pelitas con areniscas de grano fino a grueso con componentes volcánicos. Todas estas formaciones fueron intruidas por granitoides del Carbonífero Superior – Pérmico Inferior. La Fm Zorritas y Argomedo están en discordancia estratigráfica sobre rocas volcánicas riolíticas y dacíticas de edad Carbonífera a Pérmica.

Los depósitos descritos anteriormente corresponden a un evento de transgresión y regresión marina ocurrida durante el Paleozoico Medio en el margen oeste de Gondwana, probablemente asociado al aumento del nivel global del mar (Bahlburg y Breitschneider, 1991). El ambiente de depositación para estas unidades corresponde a una plataforma marina estable y somera con una orientación NS y con pendiente hacia el oeste flanqueada hacia el este por un arco volcánico que representa la fuente de los sedimentos (Charrier et al., 2007).

Otros depósitos con edades similares han sido reportados en el área: en la precordillera a los 18° 30' S los Estratos de Quinchoco y a los 19° 30' S la Fm. Quebrada de Aroma, en la Cordillera de Domeyko entre los 25° 15' S - 25° 30' S los Estratos de Cerro del Medio y entre los 26° 25' S – 27° 30' S la Fm. Chinchos. La Fm. Quebrada de Aroma consiste en una sucesión marina metasedimentaria separada en un miembro inferior de fangolitas y superior de turbiditas con estructuras sedimentarias que indican que la pendiente de la cuenca fue hacia el oeste. Los Estratos de Cerro del Medio consisten en metacuarcitas y filitas. La Fm. Chinchos consiste probablemente en una sucesión lacustre que está compuesta por lutitas, limonitas y areniscas muy finas a gruesas (Charrier et al., 2007).

Unidades metamórficas

Las rocas metamórficas formadas durante el Ciclo tectónico de Gondwana afloran a lo largo de la Cordillera de la Costa entre Huasco y los Vilos (Figura 3.5). En la alta cordillera de los Andes se exponen afloramientos entre 28° 30' S y 30° 30' S que incluyen al complejo el Complejo Metamórfico del Transito (CMT).

Estos complejos metamórficos presentan deformaciones polifásicas, están compuestos por esquistos de cuarzo-mica y anfíboles, mármol y chert. Las facies metamórficas del CMT van desde facies de esquistos verdes a anfibolitas. La naturaleza variada del protolito, el metamorfismo y la intensa deformación sugieren un ambiente asociado con un complejo de subducción (Hervé et al., 1981). Edades de Rb-Sr asignan al metamorfismo del CMT una edad entre 335 ± 20 Ma y 304 ± 40 Ma (Ribba et al., 1988).

3.2.2.2 Segunda Etapa: Carbonífero Superior hasta comienzos del Pérmico

Esta etapa representa la actividad magmática asociada a un periodo de rápida deriva continental y altas tasas de convergencia en el margen oeste de Gondwana en el Carbonífero Superior – Pérmico Inferior. Las evidencias para esta actividad derivan de los depósitos volcánicos y cuerpos plutónicos mayores. La casi absoluta ausencia de evidencias de magmatismo de la etapa anterior se contrasta con las abundantes evidencias de magmatismo de esta etapa, detectadas sólo en el margen oeste de los Andes (Charrier et al., 2007).

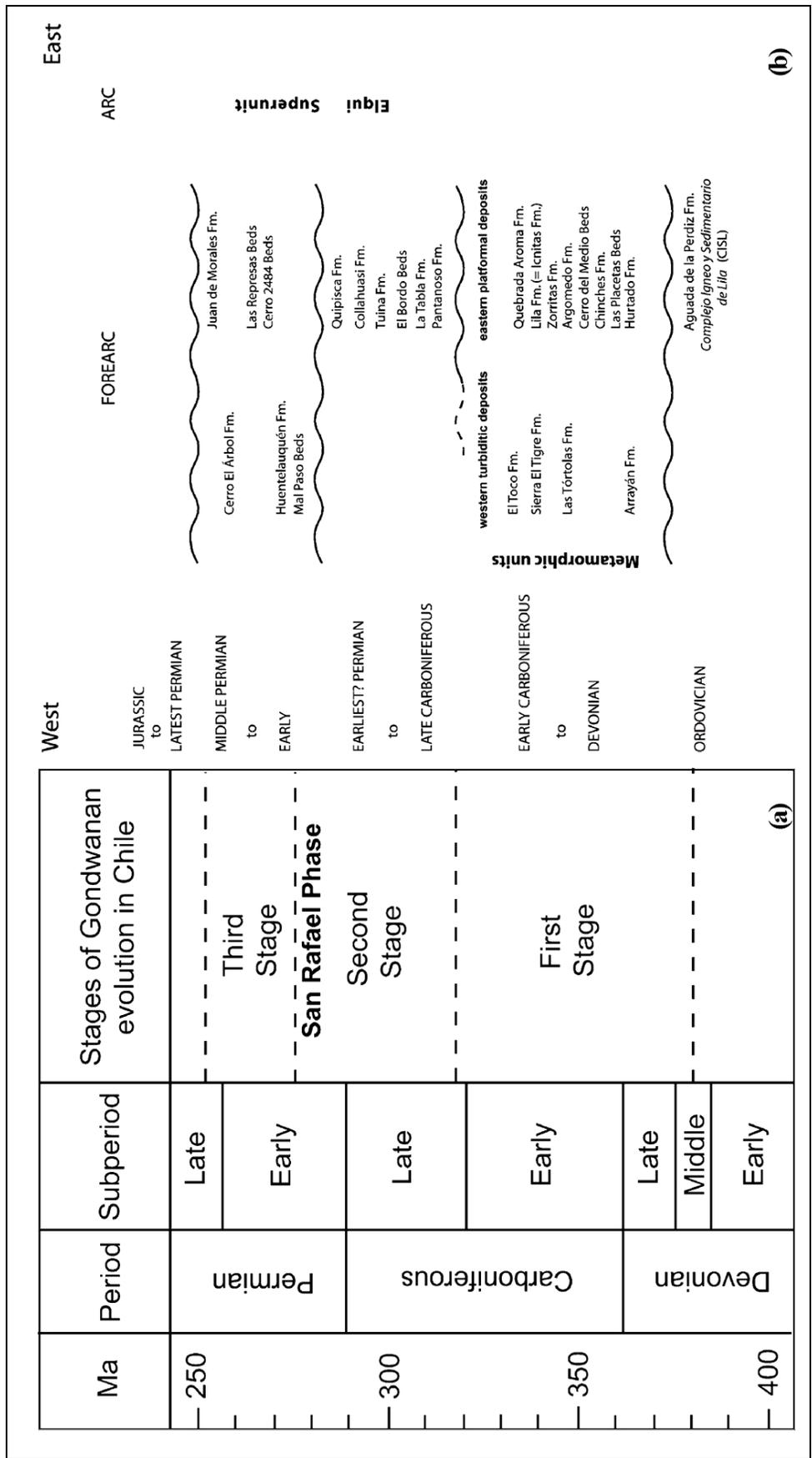


Figura 3.6. (a) Subdivisión de las tres etapas dentro del Ciclo Continental de Gondwana (b) Unidades estratigráficas asociadas a las etapas del Ciclo Tectónico de Gondwana (Modificado de Charrier et al., 2007)

Una gruesa sucesión volcánica ácida formada durante esta etapa en la Cordillera de Domeyko y en la alta cordillera de los Andes sobreyace discordante a los depósitos de plataforma del este formados en la etapa anterior.

Depósitos Volcánicos

Los depósitos volcánicos de esta edad están representados por una serie de gruesas sucesiones volcánicas, algunas de las cuales contienen intercalaciones sedimentarias y cuerpos intrusivos subvolcánicos. Las rocas volcánicas son esencialmente ácidas y comprenden las siguientes unidades: Fm. Quipisca a 20° S, Fm. Collahuasi a 21° 15' S, Fm. La Tabla entre 24° S y 27° S, Fm. Tuina y su equivalente Fm. Agua Dulce, Estratos El Bordo a 22 – 24° S, Fm. Pantanoso a 27 – 28° S, la parte inferior del Grupo Pastos Blancos (Secuencia Guanaco Sonso, 281 – 260 Ma) (Figura 3.6), y afloramientos del Carbonífero Superior-Pérmico Inferior incluidos en la Fm. Peine. Debido a la existencia de depósitos de similar composición, pero diferente edad en el Norte de Chile, y la reducida cantidad de edades radioisotópicas, asignar una estratigrafía a las unidades de la segunda etapa constituye un problema aún no resuelto (Charrier et al., 2007).

Estos depósitos volcánicos corresponden a dacitas, riolitas y andesitas intercaladas con depósitos fluviales y lacustres. Dataciones para la Fm. La Tabla la ubican en el Pérmico Inferior a esta unidad con edades de 291 ± 9 Ma, 268 ± 11 Ma, 239 ± 9 Ma, 265 ± 10 Ma por el método K–Ar (Marinovic et al., 1995) y $262,9 \pm 2$ Ma por el método U-Pb (Cornejo et al., 2006).

Unidades Intrusivas

Intrusivos del Carbonífero Superior – Pérmico Inferior afloran en la Sierra del Medio y en la Sierra de Moreno entre los 21° S y 22° S (Figura 3.6). Las dataciones K–Ar asignan una edad para esas localidades de 296 ± 10 Ma y 271 ± 22 Ma (Huete et al., 1997).

En la Cordillera de Domeyko existen tres asociaciones de intrusivos: granitoides foliados, granitoides no foliados y cuerpos hipabisales. Los granitoides foliados son calcoalcalinos y corresponden a plutones tipo-I, y por ello, son asociados a subducción, mientras los granitos no foliados y cuerpos hipabisales presentan firmas geoquímicas que los asocian con un origen cortical. La edad de esos grupos es Carbonífero Superior – Pérmico Inferior, lo que indica que los diferentes tipos de magmas se formaron aproximadamente en momentos similares (Charrier et al., 2007). Una situación parecida fue observada en la alta cordillera de los Andes en la Región de Copiapó (26-27° S).

En la Cordillera de Domeyko la presencia de foliación contemporánea al magmatismo en uno de los cuerpos granitoideos y en otro no, sugiere que la foliación puede haberse desarrollado por cizalle local a lo largo de zonas de fallas mayores localizadas en esa cordillera.

3.2.2.3 Tercera Etapa: Pérmico Inferior al Pérmico Medio/Superior (?)

La naturaleza relativamente uniforme de los depósitos marinos pertenecientes a la tercera etapa del Ciclo Tectónico de Gondwana y afloramientos extendidos por ca. 1.200 km dentro del país (Figura 3.5) entregan importante información para comprender los cambios paleogeográficos que prevalecieron durante este tiempo.

Unidades Sedimentarias

Estos depósitos corresponden de norte a sur a las siguientes unidades: Fm. Juan de Morales, Fm. Cerro el árbol, Estratos de Las Represas, Estratos Cerro 2484, Estratos de La Corvina y Fm. Huentelauquén, incluyendo los Estratos de Mal Paso.

La Fm. Juan de Morales está localizada al oeste de la precordillera, al este de la Depresión Central a los 20° S. Esta compuesta por 150 m de depósitos marinos que de base a techo son conglomerados y areniscas, lutitas y calizas bioclásticas con braquiópodos del Pérmico Medio (Díaz-Martínez et al., 2000). Esta formación descansa discordantemente sobre la Fm. Quipisca (Carbonífero Superior - Pérmico Inferior) y está cubierta por la Fm. El Diablo, de posible edad Triásica. Estos se depositaron en un ambiente de plataforma (Galli, 1968; Harambur, 1990; Díaz-Martínez et al., 2000) y se correlacionan con la Fm. Huentelauquén.

La Fm. Cerro El Árbol fue depositada en un ambiente marino somero, costero cercano a la plataforma durante el Pérmico Inferior. Esta edad está basada en la fauna fósil encontrada (Marinovic et al., 1995; Niemeyer et al., 1997). La formación incluye la Fm. Cerro de Cuevitas en el sector del salar de Navidad, los Estratos de Baquedano y Estratos Cerro 1584.

Los Estratos de Las Represas del Pérmico Inferior están compuestos por 300 m de conglomerados con intercalaciones de calizas y areniscas con intercalaciones de margas. Descansa discordantemente sobre la Fm. Pantanoso y discordantemente subyace a la Fm. La Ternera (Triásico Superior). En la Cierra de Fraga, los Estratos del Cerro 2484 consisten en 300 m de calizas grises, margas y areniscas de edad Pérmica. Los depósitos antes descritos se correlacionan con la Fm. Huentelauquén (Sepúlveda y Naranjo, 1982; von Hillebrandt y Davidson, 1979).

3.2.2.4 Consideraciones Paleogeográficas para el Ciclo Tectónico de Gondwana

Los depósitos del Pérmico Inferior – Medio/Superior (?) (Tercera etapa del Ciclo Tectónico de Gondwana) están localizados en aproximadamente la misma cuenca de antearco que los depósitos del Devónico Medio/Superior - Carbonífero Inferior (Primera etapa Ciclo Tectónico de Gondwana), con el magmatismo aparentemente concentrado en la región de más al este, cercanos al arco magmático. A pesar de que los depósitos de la tercera etapa están separados por una discordancia angular de los de la primera etapa (indicando la actividad tectónica desarrollada), y que los ambientes de depositación son diferentes, las cuencas marinas poseían tamaños similares. Los depósitos en la tercera etapa indican condiciones de depositación más someras que en la primera etapa y la existencia de un relieve emergido que facilita la depositación de depósitos de carbonatos. El aporte de sedimentos hacia el SE indica la presencia de un relieve mayor que bordea la cuenca por el W-NW, como ocurría también durante la primera etapa del ciclo (Charrier et al., 2007).

Basados en las discontinuidades que separan a los depósitos de las tres etapas del ciclo, son dos los eventos de deformación que pueden identificarse durante el Ciclo Tectónico de Gondwana en las rocas expuestas al norte de los 33° S (Figura 3.6). El primer evento se puede localizar aproximadamente en el Carbonífero Medio, y fue aparentemente responsable del alzamiento completo de la cuenca de antearco, o al menos de la plataforma este de la cuenca. Este evento ocurrió al final de la primera etapa del ciclo y antes que se depositaran las rocas ígneas pertenecientes al segundo ciclo, afectando ambos márgenes de la cuenca de ante arco (Charrier et al., 2007).

El segundo evento de deformación puede correlacionarse con la Fase Tectónica San Rafael que ocurrió a finales del Pérmico Inferior y ha sido descrita principalmente en Argentina (Figura 3.6). Las evidencias presentadas indican que el mismo evento de deformación fue el responsable del cierre del primer episodio de cierre de la cuenca de antearco, con una aparente ininterrumpida actividad magmática (Charrier et al., 2007). La causa de la deformación podría deberse a la acreción de un terreno alóctono llamado “Terreno X”, el cual explicaría la migración del margen continental hacia oeste y el consecuente cambio espacial hacia el oeste del arco magmático Jurásico respecto al arco paleozoico (Mpodozis y Kay, 1990). Charrier et al. (2007) postula que el “Terreno X” sería el prisma de acreción formado a lo largo del margen continental. Estos afloramientos remanentes del prisma aún son expuestos en la costa de Chile (Fm. Huentelauquén) y los dos eventos de deformación serían parte de un único proceso gradual de retrocorrimiento y amalgamamiento del complejo de subducción (simplificado “prisma de acreción”) con el margen continental oeste de Gondwana.

El retrocorrimiento y amalgamación del complejo de subducción con el continente, el cierre definitivo (inversión) de la cuenca de ante arco Paleozoica Superior y el magmatismo de arco ocurren durante la tercera etapa del ciclo Tectónico de Gondwana (Figura 3.8).

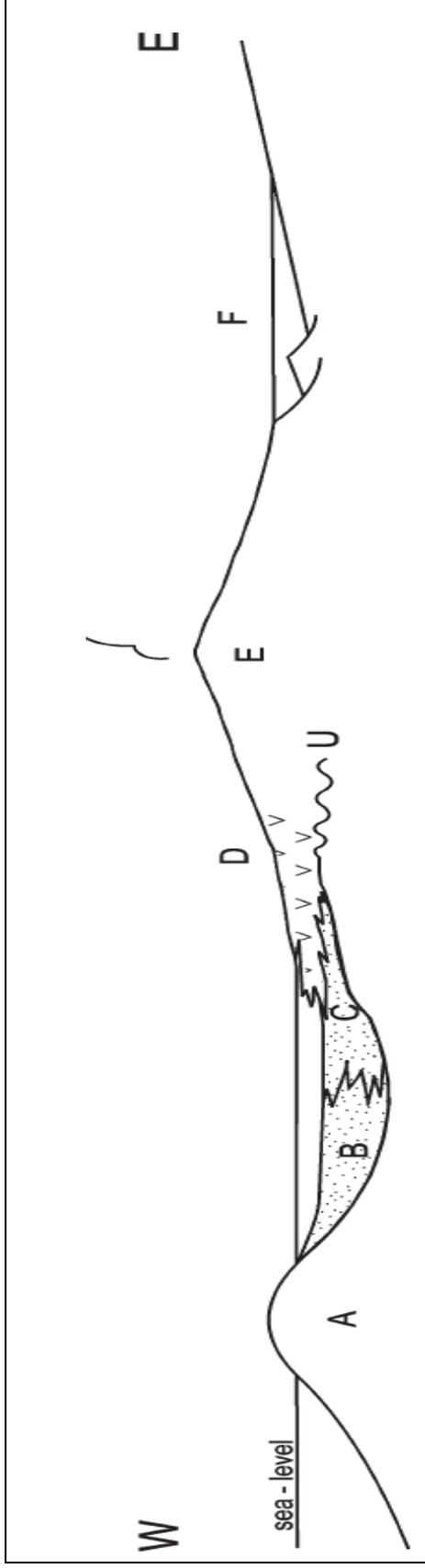


Figura 3.7. Sección paleogeográfica esquemática durante el Carbonífero Superior –Pérmico Inferior del norte de Chile a través del prisma de acreción emergido, la cuenca de antearco con aportes sedimentarios desde el este y oeste, el arco y la cuenca de trasarco. A, Prisma de Acreción; B, Depósitos turbidíticos del oeste en la cuenca de antearco; C, Depósitos de plataforma del este; D, depósitos volcánicos y volcanoclásticos del Arco; E, Arco Punoño, parcialmente localizado en el oeste de Argentina; F, Cuenca de trasarco de Paganzo en Argentina. Depósitos B y C corresponden a acumulaciones sedimentarias durante el Devónico- Carbonífero Inferior (primera etapa) y D corresponde a depósitos volcánicos y volcanoclásticos de edad Carbonífero Superior – Pérmico Inferior (segunda etapa). U, Disconformidad que separa las unidades Famantianas de las de Gondwana (Modificado de Charrier et al., 2007).

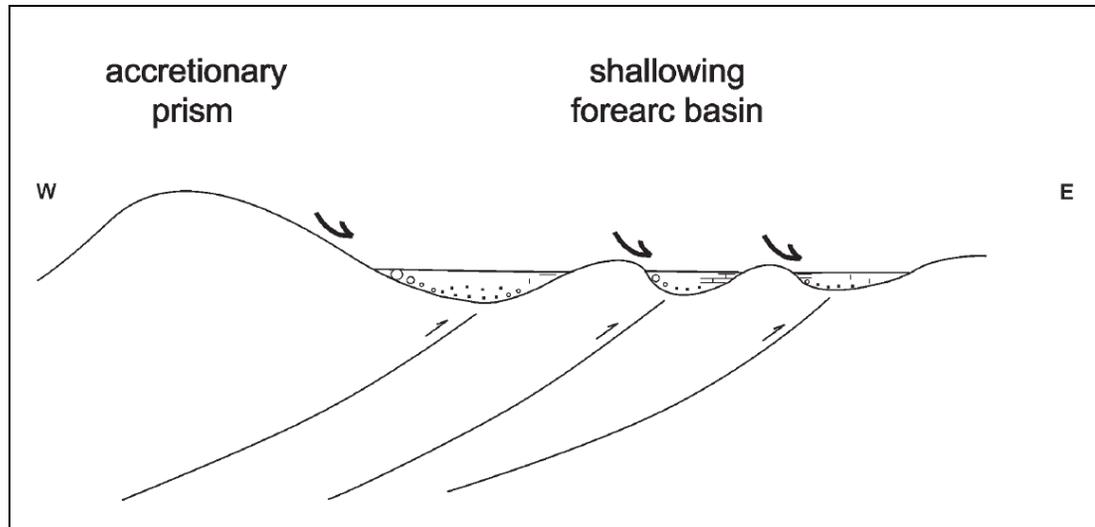


Figura 3.8: Sección esquemática a través de la cuenca de antearco durante la tercera etapa del Ciclo Tectónico de Gondwana. Cabalgamiento con vergencia al este, probablemente asociado con la acreción del prisma al continente. La deformación posiblemente causa que la cuenca de ante arco fuera más somera y pudiese depositar unidades sedimentarias ricas en carbonatos (Modificado de Charrier et al., 2007).

3.2.3 Ciclo Tectónico Preandino (Pérmico Superior y Jurásico Inferior).

El ciclo Preandino se desarrolla después de la última fase de ensamble del megacontinente Gondwana y antes del desarrollo del arco magmático del Jurásico Inferior. Durante este ciclo la subducción a lo largo del margen fue interrumpida, o al menos considerablemente disminuida. Este ciclo no refleja tan solo características del ensamble del megacontinente, sino también refleja características correspondientes a los comienzos del posterior desmembramiento de Gondwana.

El Ciclo tectónico Preandino está marcado por el cese de la subducción que comienza durante el Pérmico Superior y terminan en el Jurásico Inferior, posteriormente con el renacimiento de la subducción y el comienzo de la actividad magmática asociada (Charrier et al., 2007).

La curva de migración de los polos de Sudamérica y África (Vilas y Valencio, 1978) enseña que, después del periodo de rápida deriva continental durante el Paleozoico Superior, una casi completa pausa de la deriva continental de Gondwana ocurre desde el Pérmico Superior hasta comienzos del Jurásico Inferior.

Este periodo estacionario ha sido atribuido a la consolidación final del megacontinente de Gondwana, lo cual genera nuevas condiciones tectónicas en el margen oeste del megacontinente.

Estas condiciones favorecieron la acumulación de calor en el manto superior, fundiendo la corteza inferior, y produciendo enormes cantidades de volúmenes de magma a lo largo de la costa del norte de Chile, en la alta cordillera de los Andes, y en el lado argentino de la Cordillera de los Andes. Como consecuencia se produce extensión de la corteza superior frágil permitiendo la generación de cuencas extensionales (Charrier et al., 2007).

Las características distintivas para este periodo son: el desarrollo de abundante magmatismo ácido ampliamente distribuido y una paleogeografía dominada por cuencas extensionales orientadas NNW-SSE (Charrier, 1979; Uliana y Biddle, 1988; Mpodozic y Ramos, 1989; Mpodozic y Kay, 1990; Suárez y Bell, 1992; Stipanivic, 2001).

De acuerdo a Ramos (1994), la razón para la distribución NNW-SSE de las cuencas extensionales es la existencia previa de zonas de debilidad con orientación NW, asociadas a las suturas generadas por las anteriores colisiones de los terrenos alóctonos durante el Eón Proterozoico y la Era Paleozoico.

Rocas asociadas a este ciclo son expuestas en afloramientos más o menos continuos con orientación NNW-SSE y se exponen en dos regiones separadas: dentro del norte y centro de Chile, entre los 22° S y 42° S (Figura 3.9), y en el sur de Chile, entre los 45° S y 52° S.

Las cuencas extensionales tentativamente definidas al norte de los 42° S son de NE a SW (Charrier, 1979; Suárez y Bell, 1992; Alvarez, 1996; Alvarez et al., 1995) (Figura 3.10): (A) El Profeta - La Ternera, la cual continúa probablemente hacia el SSW en Argentina como la Cuenca de Bermejo (Ischischuca-Villa Unión), en la región de la Rioja y el norte de San Juan; (B) San Félix – Cuyana Argentina; (C) La Ramada; (D) El Quereo – Los Molles; (E) Bío-Bío – Temuco.

Dentro del presente informe el Ciclo Tectónico Preandino está enfocado a los depósitos asociados a la Cuenca El Profeta - La Ternera y a las unidades volcánicas e intrusivas que afloran al norte de los 30° S.

El volcanismo Paleozoico Superior y Triásico está ampliamente distribuido (500 km²) en Chile y Argentina entre los 21° y los 44° S y es generalmente conocido como “volcanismo Permo-Triásico”. Los nombres formales para estos depósitos son: Grupo Choiyoi o Provincia Magmática Choiyoi, no obstante reciben nombres locales en cada región donde afloran. El grupo Choiyoi puede ser subdividido en dos porciones volcánicas con intercalaciones sedimentarias menores.

La etapa más antigua (1 en Figura 3.9) consiste en rocas volcánicas del Paleozoico Superior de composición intermedia y signatura calcoalcalina, desarrolladas en un arco asociado a una zona de subducción en la Cordillera Frontal, en el flanco este de Los Andes. Este evento magmático se formó entre los 272 Ma y 260 Ma, luego de la fase tectónica San Rafael, por esta razón ha sido asignado a la Tercera Etapa del Ciclo Tectónico de Gondwana (Figura 3.6).

A la porción más joven del Grupo Choiyoi se le asigna una edad entre 259 Ma y 247 Ma (Pérmico Superior- Triásico Inferior).

La porción más joven consiste en depósitos volcánicos ácidos, ignimbritas principalmente de composición riolítica las cuales son intruidas por cuerpos subvolcánicos. La porción más joven del Grupo Choiyoi fue desarrollada por intensa fusión cortical bajo un régimen tectónico extensivo, por esta razón se considera que esta porción representa una actividad volcánica transicional entre un magmatismo tipo arco (relacionado a subducción) y uno intra-placa (LLambías y Sato, 1995). De acuerdo a la edad asignada, la porción más joven pertenecería a los comienzos del Ciclo Tectónico Preandino.

En la alta cordillera de los Andes entre ca. 28° y 31° S, extensos y gruesos depósitos volcánicos y volcanoclásticos fueron incluidos dentro de la Fm. Pastos Blancos, elevado al status de grupo por Martín et al. (1999). Este grupo consiste en al menos dos unidades: la unidad El Guanaco Sonso (composición riolítica a dacítica) y la unidad Los Tilos (composición basáltica a riolítica).

La unidad del Guanaco Sonso tiene una edad K-Ar que varía entre 281 ± 6 y 260 ± 6 Ma y caería dentro del Pérmico. La unidad Los Tilos tiene una edad K-Ar de 235 ± 5 Ma y cristales con edades de U-Th entre 225 y 210 Ma, por ello la Fm. Los Tilos puede ser asignada al Triásico Inferior y posiblemente alcanzó el Jurásico Inferior (Charrier et al., 2007).

Los depósitos volcánicos y volcanoclásticos del Triásico Medio al Superior también forman parte de la Provincia Magmática Choiyoi. Estos depósitos registran un amplio pulso volcánico llamado Pulso Volcánico La Totorá - Pichidanguí (Figura 3.9), el cual es un hito que separa en dos etapas mayores la evolución tectónica del Ciclo Preandino (Figura 3.11).

3.2.3.1 Depósitos de la Primera Etapa (Etapa más antigua).

Los depósitos más antiguos relacionados a este ciclo tectónico corresponden a las formaciones Cas y Peine expuestas al este del Salar de Atacama (Figura 3.9). Estos depósitos consisten en ca. 2.000 m de sucesiones de lavas ácidas y depósitos piroclásticos, subordinadamente lavas máficas y depósitos clásticos rojos. La Fm. Peine presenta un miembro fluvial y lacustre. La edad estimada para estas formaciones es cercana al borde Pérmico-Triásico, indicando que están relacionadas al magmatismo Pérmico Superior-Triásico, la etapa más joven del Grupo Choiyoi.

El relleno sedimentario de la cuenca San Félix (Figura 3.10) está representado por las formaciones marinas: Fm. San Félix y Fm. Canto del Agua.

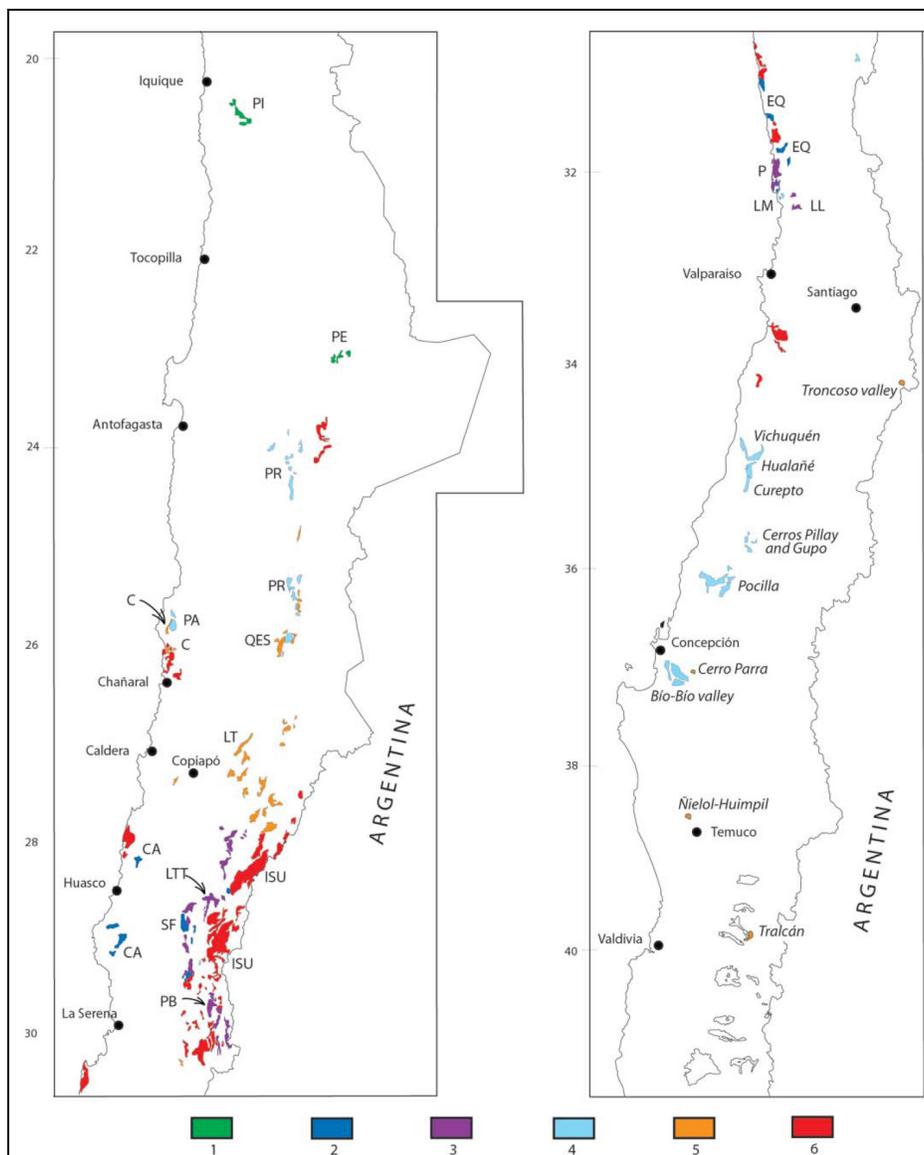


Figura 3.9: Distribución de las rocas sedimentarias, volcánicas e intrusivas Preandinas entre los 20° S y 41° S. 1, Depósitos ácidos volcánicos y volcanoclásticos antiguos; 2, Depósitos marinos de la Primera Etapa; 3, Depósitos ácidos volcánicos y volcanoclásticos precedentes a la Segunda Etapa (Pulso volcánico La Titora – Pichidangui); 4, Depósitos marinos de la Segunda Etapa; 5, Depósitos continentales de la Segunda Etapa; 6, Rocas Intrusivas. Abreviaciones para las formaciones: C, Cifuncho; CA, Canto del Agua; EQ, El Quereo; LL, La Ligua; LM, Los Molles; LT, La Ternera; LTT, La Titora; P, Pichidangui; PA, Pan de Azúcar; PB, Pastos Blancos; PE, Peine y Cas; PI, Pintados; PR, Profeta (parte inferior); QES, Quebrada El Salitre; SF, San Félix; T, Tuina. Abreviaciones para unidades de granitoides: ISU, Superunidad Ingaguás (Charrier et al., 2007).

En la cuenca El Quereo (Figura 3.10), son dos las formaciones que indican facies de transgresión – regresión que han sido descritas para esta etapa: Fm. Cerro Talinai y Fm. El Quereo (Figura 3.9).

3.2.3.2 Depósitos de la Segunda Etapa (Etapa más joven).

Los depósitos de esta etapa se acumularon en un ambiente marino y continental durante el Triásico Superior y el Jurásico Inferior. En muchas localidades los depósitos continentales del Triásico Superior son seguidos por depósitos marinos del Jurásico Inferior. En algunas localidades en las zonas costeras, los depósitos marinos son abruptamente cubiertos por depósitos del Jurásico Inferior correspondientes al desarrollo de un arco magmático asociado a subducción, esto registra el fin del desarrollo del Ciclo Tectónico Preandino.

En el norte de Chile se desarrolló la Cuenca El Profeta – La Ternera (Figura 3.10). Diferentes depósitos marinos y continentales han sido descritos y dan origen a distintos nombres de formaciones. Estos depósitos corresponden a diferentes ambientes dentro de la misma cuenca (Figura 3.12) y es posible notar que hacia el SSE la cuenca cambia a facies continentales, indicando facies menos profundas. Los depósitos marinos conocidos incluyen las formaciones El Profeta y Pan de Azúcar. Los depósitos continentales incluyen la Fm. Cerro Quintal, Fm. Cifuncho y La Ternera y los Estratos de La Coipa.

3.2.3.3 Unidades Intrusivas

Aparte de la anteriormente mencionada actividad volcánica para este ciclo, existió una intensa actividad plutónica durante el Pérmico Superior y el Jurásico Inferior (Figura 3.9).

Los cuerpos son expuestos en la alta cordillera andina entre los 24° y 31° S y a lo largo de la Cordillera de la Costa entre Chañaral (26° 30' S) y San Antonio (34° S).

3.2.4 Ciclo Tectónico Andino (Jurásico Inferior tardío al Presente)

El Ciclo Tectónico Andino comienza en el Jurásico Inferior cuando el período de movimiento de placas inactivo se reanuda con una zona de subducción activa en el margen oeste de Gondwana, durante los comienzos del desmembramiento del megacontinente. La renovada actividad de subducción creó el arco magmático Andino, que continúa formándose casi ininterrumpidamente hasta el presente.

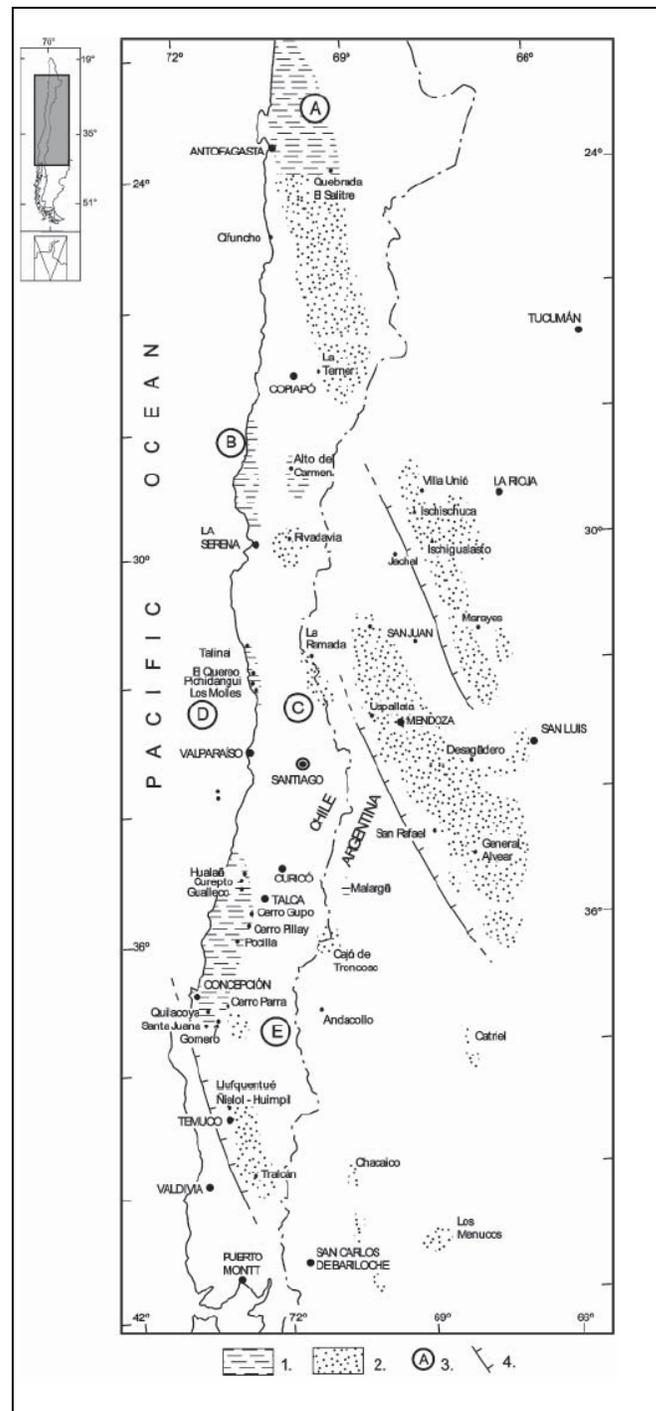


Figura 3.10. Distribución de los depósitos Preandinos y distribución tentativa de las cuencas asociadas. Cuenca: A, Profeta - La Ternera; B, San Félix - Cuyana Argentina; C, La Ramada; D, El Quereo - Los Molles; E, Bío-Bío - Temuco. 1, Depósitos marinos; 2, Depósitos Continentales; 3, Cuenca; 4, Borde de cuencas - Fallas Normales. (Charrier et al., 2007).

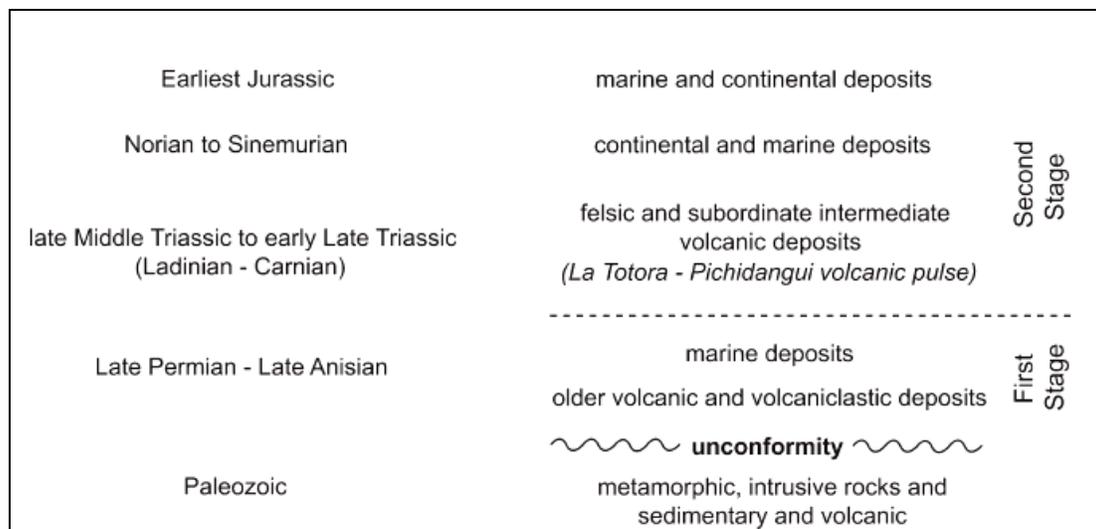


Figura 3.11. Representación esquemática de las dos etapas de depositación de las cuencas Triásicas en Chile. Primera Etapa (Cuenca de San Félix y El Quereo - Los Molles): fase de rift, resultando en un ciclo sedimentario de transgresión – regresión, seguido por depósitos asociados a subsidencia termal. Segunda Etapa (Cuencas El Profeta – la Ternera, San Félix?, El Quereo - Los Molles, Bio Bio - Temuco): fase de rift, inicialmente asociada con intenso magmatismo ácido (Pulso Volcánico La Totorá-Pichidanguí), resultando en depósitos continentales y marinos, seguidos por una fase de subsidencia termal terminada en el Jurásico Inferior con el desarrollo predominante de facies marianas (Modificado de Charrier et al., 2007).

La evolución temprana de este ciclo al norte de los 39° S está caracterizada por el desarrollo de un arco magmático paralelo al margen oeste de Gondwana con cuencas de trasarco en el lado este del arco. En contraste, la evolución tardía (Cretácico Superior y Cenozoico) está caracterizada por una migración gradual a una posición más hacia el este del arco magmático y por el desarrollo de cuencas de antepaís al oeste del arco. Estos dos periodos corresponden, respectivamente, al Periodo Temprano y Periodo Tardío. No obstante, cada uno de esos periodos puede ser subdividido en etapas más pequeñas, las cuales se diferencian unas de otras por cambios paleogeográficos mayores (Figura 3.13). Estos cambios son consecuencia de modificaciones en la convergencia y los patrones de subducción. Un importante rasgo es el desarrollo de grandes zonas de cizalle paralelas a la fosa. Dichas zonas de cizalle se desarrollaron a lo largo del eje de los sucesivos arcos magmáticos (Ej.: Zona de fallas de Atacama y Domeyko) y pueden ser trazadas por cientos de kilómetros a lo largo de las cadenas montañosas (Charrier et al., 2007).

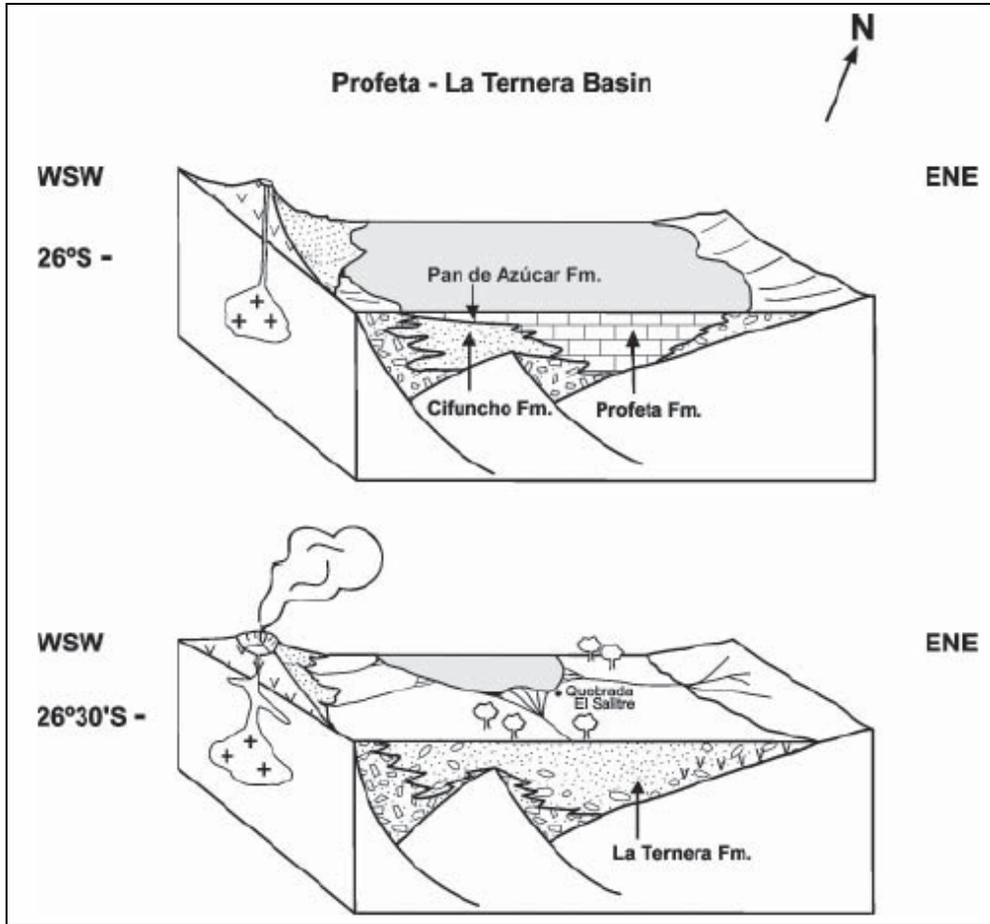


Figura 3.12. Esquema paleogeográfico que ilustra la relación entre los depósitos del Triásico Superior al Jurásico Inferior desarrollados durante la segunda etapa de la evolución del Ciclo Tectónico Preandino (Modificado de Charrier et al., 2007).

ANDEAN TECTONIC CYCLE			
PERIODS*	STAGES**	SUBSTAGES**	AGE
Late Period	Third Stage		Late Paleogene to Present
		Second Stage	Second Substage
	First Substage		late Early Cretaceous to Late Cretaceous
Early Period	First Stage	Second Substage	Kimmeridgian-Tithonian to Albian
		First Substage	late Early Jurassic to Kimmeridgian

Figura 3.13. * Subdivisión de acuerdo a Coira et al. (1982) y ** Subdivisión de acuerdo a Charrier et al. (2007). Subdivisión en etapas y periodos para el Ciclo Tectónico Andino (190 Ma de duración) desde el Jurásico Inferior al Presente.

Para facilitar la comprensión de la abundante información disponible Charrier et al. (2007) presentó la evolución del Ciclo Tectónico Andino en tres etapas: (1) Jurásico Inferior – Cretácico Inferior; (2) Cretácico Superior – Paleógeno Inferior; (3) Paleógeno Superior – Presente. Algunas de esas etapas pueden ser subdivididas en subetapas (Figura 3.13).

3.2.4.1 Primera Etapa (Jurásico Inferior – Cretácico Inferior)

La primera etapa del ciclo Andino al norte de los 39° S, está caracterizada por el desarrollo de un arco magmático de orientación NS a lo largo de la Cordillera de la Costa y una cuenca de trasarco al este del arco. El nuevo arco magmático se emplaza al oeste del arco Paleozoico y las cuencas de trasarco se desarrollan paralelas al margen continental a diferencia de las cuencas Triásicas (pertenecientes al Ciclo Preandino). El desarrollo de un régimen extensional a lo largo del margen continental durante el Jurásico Inferior y Cretácico Inferior, permitió que existiese una intensa actividad magmática a lo largo del arco y abundante sedimentación en el trasarco. Unos pocos batolitos se emplazaron dentro de la sucesión volcánica, contemporáneos con el volcanismo.

Sólo la porción este del arco Jurásico se conserva en el norte de Chile, mientras que hacia el sur se exponen las raíces del arco y los depósitos volcánicos son más extensos, sugiriendo que el arco tuvo una orientación levemente NW y que la erosión por subducción probablemente destruyó más el margen continental en el norte que en el sur (Charrier et al., 2007).

Es posible separar la primera etapa Andina en dos subetapas (Figura 3.13). Esta separación es clara para los depósitos de trasarco, menos evidente para los depósitos volcánicos y muy difícil de establecer en las unidades intrusivas. La primera subetapa (finales del Jurásico Inferior al Kimeridgiano) se caracterizó por una intensa actividad en el arco y el desarrollo de un ciclo marino de transgresión- regresión en una cuenca de trasarco. La segunda subetapa (Kimeridgiano al Aptiano – Albiano) se caracterizó por una probable menor actividad en el arco en algunas regiones y por un segundo ciclo marino de transgresión – regresión en la cuenca de trasarco, excepto en la región de Arica y Iquique donde las condiciones continentales se mantuvieron en el trasarco. Al final de la primera subetapa el mar se retiró progresivamente de las cuencas de trasarco ocasionando la depositación de capas de Yeso en el Oxfordiano y el Kimeridgiano. La transición entre los depósitos de las dos subetapas es generalmente continua (Charrier et al., 2007).

El Arco

En el norte de Chile, el arco Jurásico es llamado **Arco La Negra**, basado en su localidad tipo cercana a la ciudad de Antofagasta en la que aflora la Fm. La Negra (ver depósitos del arco en Figura 3.14). No obstante, los depósitos volcánicos a lo largo de la cordillera de la costa del

norte de Chile reciben muchos nombres de formaciones diferentes. Los nombres más comunes son: Grupo Arica, Los Tarros en la región de Arica; Fm. Oficina Viz entre Iquique y Piragua; y Fm. La Negra entre Antofagasta y Chañaral. La Fm. La Negra descansa concordantemente sobre: (1) depósitos marinos pertenecientes al Triásico Superior (?)– Sinemuriano asignados a la Fm. Cerro de Cuevitas en la región de Antofagasta y depósitos marinos Hetangianos – Sinemurianos asignados a la Fm. Pan de Azúcar en la región de Chañaral, los cuales corresponden a depósitos pertenecientes al Ciclo Preandino.

La actividad volcánica relacionada a la Fm. La Negra comienza en el Sinemuriano Superior-Pliensbaquiano Inferior y finaliza en el Jurásico Superior. La actividad magmática principal tuvo lugar entre los 159 y 137 Ma, aunque existen evidencias de actividad más antigua a los 175-170 Ma.

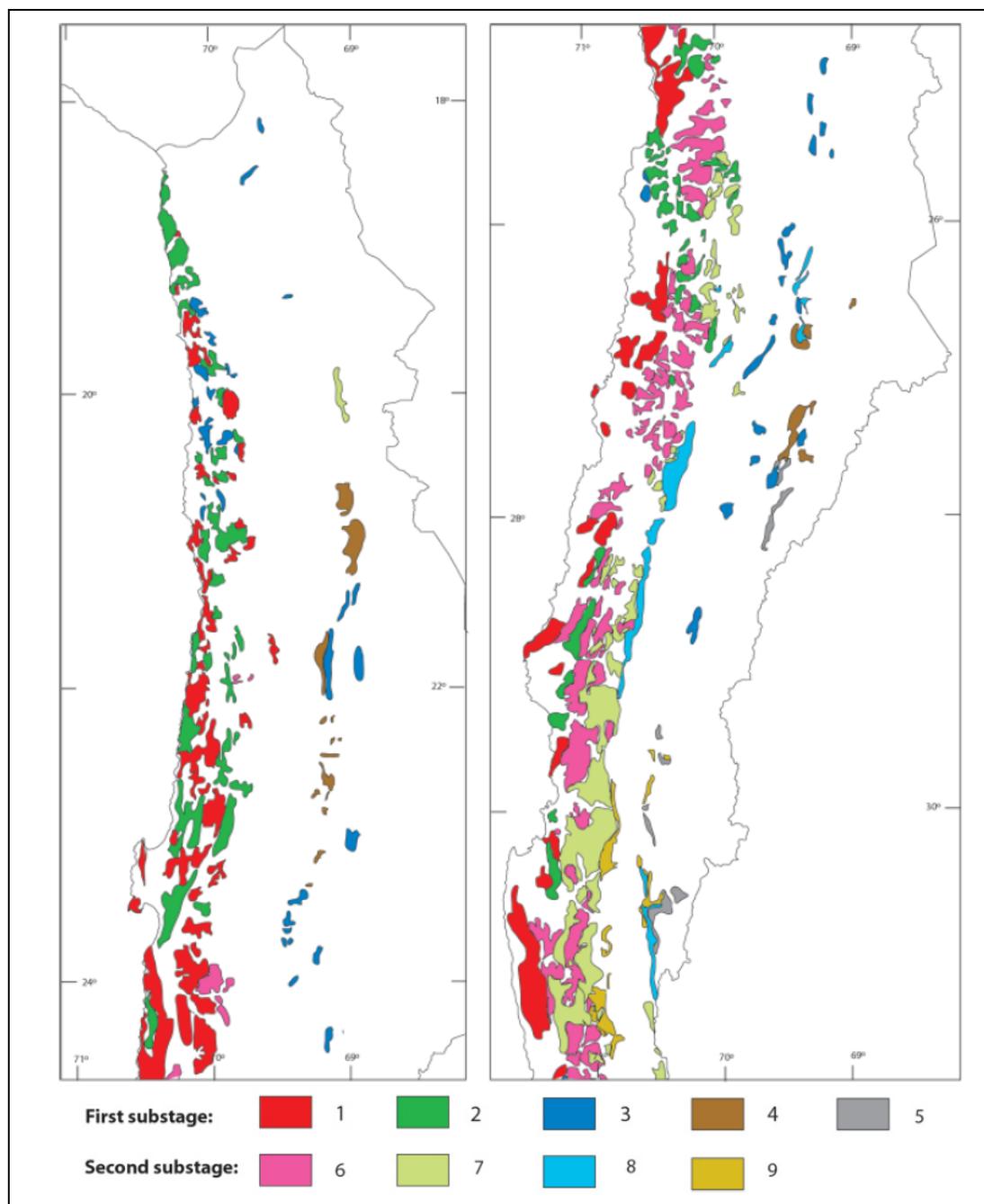


Figura 3.14. Distribución de las unidades asociadas a la primera (finales del Jurásico Inferior al Kimeridgiano) y segunda (Kimeridgiano al Albiano-Aptiano) subetapas de la primera etapa del Ciclo Tectónico Andino (ver Figura 3.13). Notar que las rocas del arco se distribuyen en una delgada franja N-S a lo largo de la costa. **Primera Subetapa:** 1, rocas intrusivas; 2, depósitos de arco; 3, depósitos marinos de trasarco; 4, depósitos continentales de trasarco; 5, depósitos Kimmeridgianos (sucesiones clásticas rojas y lavas). **Segunda Subetapa:** 6, rocas intrusivas; 7, depósitos de arco; 8, depósitos marinos de trasarco; 9, depósitos continentales de trasarco (Modificado de Charrier et al., 2007).

La asociación de estos depósitos forma más del 80% de la actual Cordillera de la Costa en el norte de Chile, y los espesos depósitos volcánicos alcanzan espesores de hasta 10 km. La sucesión está compuesta principalmente por andesitas y basaltos andesíticos. El volcanismo está asociado a la existencia de una zona de subducción que lo genera.

Las rocas de la Fm. La Negra enseñan evidencias de varios eventos de alteración entre los 160 y 100 Ma. Estas rocas han sido intensamente afectadas por el calentamiento que se atribuye a intrusiones y al enterramiento. Gracias a dichas etapas de alteración la Fm. La Negra aloja varios depósitos estrato ligado de Cu (Ag) como Mantos Blanco y Mantos de la Luna.

Inmediatamente al norte y sur de Chañaral, el arco volcánico asignado a la primera subetapa corresponde a la misma descripción de la Fm. La Negra anteriormente mencionada. Una extensión distal al este de la Fm. La Negra sería la Fm. Sierra Fraga de edad Jurásico Superior al Cretácico Inferior. Esta corresponde a una sucesión de lavas andesíticas y basaltos andesíticos con intercalaciones marinas calcáreas del Bajociano y Oxfordiano con fósiles. Dichas intercalaciones corresponderían a interdigitaciones de la cuenca de trasarco con los depósitos del Arco de La Negra.

Al SE de Copiapó, durante la primera subetapa, depósitos asignados a la Fm. Sierra Fraga se interdigitan con los depósitos de trasarco de la Fm. Lautaro.

La actividad del arco relacionada a la segunda subetapa se desarrolla en una configuración geotectónica similar a la de la primera subetapa. No obstante unos pocos depósitos del Jurásico Superior – Cretácico Inferior han sido reportados para esta región, probablemente debido a que la actividad del arco fue más reducida que la actividad Jurásica o porque los depósitos no pueden ser bien diferenciados de los de la primera subetapa. En la región de Arica más de 1.300 m de conglomerados y areniscas intercalados con depósitos volcánicos son asignados a la Fm. Atajaña (Jurásico Superior – Cretácico Inferior). La Fm Atajaña está cubierta concordantemente por la Fm. Blanco de edad Neocomiana. Una situación similar existe en la región de Antofagasta, donde la Fm. Caleta Coloso (equivalente a la Fm. Atajaña) descansa discordantemente sobre la Fm. La Negra y es cubierta en forma concordante por la formación calcárea El Way. Más aún, en el miembro superior de la Fm. Livilcar, en la zona de la Precordillera de la región de Arica (ver depósitos de arco de segunda subetapa en Figura 3.14), se reportan flujos piroclásticos de edad Neocomiana, confirmando la existencia de actividad volcánica en esos momentos. Más al sur en los sectores de Chañaral y Copiapó, la segunda subetapa, queda evidenciada por los depósitos volcánicos y volcanoclásticos de la Fm. Punta del Cobre y el Grupo Bandurrias. La existencia de dichos depósitos indica una actividad continua del arco durante el Jurásico y el Cretácico Inferior. El grupo Bandurrias está conformado principalmente por depósitos volcánicos y volcanoclásticos con las intercalaciones calcáreas marinas que corresponden. Dicho grupo corresponde al punto de

transición entre el arco hacia el oeste y la cuenca de trasarco hacia el este durante el Hauteriviano y comienzos del Aptiano.

Actividad Plutónica

Entre Arica y Chañaral numerosas unidades plutónicas calcoalcalinas de diferentes tamaños se emplazaron en la Cordillera de la Costa (ver rocas intrusivas en Figura 3.14). Aunque la actividad plutónica aparentemente fue continua hasta el Cretácico Superior, es posible subdividir las unidades plutónicas en las dos subetapas de acuerdo a su edad de emplazamiento. La primera subetapa de emplazamiento habría ocurrido entre el Jurásico Inferior tardío y el Jurásico Superior (192 Ma a 157 Ma) y la segunda subetapa habría ocurrido entre el Jurásico Superior y Neocomiano superior.

Entre Antofagasta y Copiapó la actividad plutónica se desarrollo bajo condiciones tectónicas transtensionales y contemporánea al movimiento de cizalle sinistral registrado a lo largo de la Zona de Fallas de Atacama.

Cuenca de Trasarco

El relleno de la cuenca de trasarco ha sido descrito con diferentes nombres en diferentes localidades. En el presente informe nos enfocaremos a la descripción de las unidades que afloran en la Precordillera y el Altiplano. En la región de Arica (18°-19°S, ver depósitos marinos de trasarco en Figura 3.14) aflora la Fm. Livilcar de edad Sinemuriana a Cretácica Inferior (Muñoz et al 1988). La parte inferior de esta unidad corresponde a un ciclo marino de transgresión – regresión que representa la primera subetapa correspondiente a la primera etapa del Ciclo Andino. El final de la regresión durante el Kimeridiano, está caracterizada por el desarrollo de dos intercalaciones de capas de yeso (ambiente evaporítico) que son continuadas por depósitos marinos someros relacionados a la segunda subetapa y que alcanzan el Neocomiano (Muñoz et al., 1998).

En la precordillera entre los 19° 30' S y 20° S (Figura 3.14), los depósitos de trasarco representan a las dos subetapas. Las Fm. Coscada y Noasa (Harambur, 1990) de edad Sinemuriano – Neocomiano son el equivalente sur de la Fm. Livilcar, pero con un miembro superior continental. Inmediatamente al sur entre los 20° S y 20° 52' S, aflora una sucesión marina formada por la formación Sinemuriana Logacho y la formación Jurásica Media (?) – Cretácica Inferior Chacarilla (Galli y Digman, 1962), que representan la transgresión-regresión de la primera subetapa. La región marina más profunda de la cuenca de trasarco se encuentra en la Precordillera y el Altiplano (Muñoz y Charrier, 1993).

Los depósitos de trasarco al NE de Antofagasta han sido mapeados como la Fm. Quinchamale (Ladino, 1998). Esta formación tiene una edad que va desde el Sinemuriano hasta el

Kimeridiano y subyace concordantemente a las Volcanitas de la Cuesta de Montecristo (Figura 3.15). Está subdividida en dos miembros. El miembro marino fosilífero inferior está compuesto por lutitas y calizas de edad Sinemuriana-Oxfordiano, y representan el ciclo de transgresión – regresión marina de la primera subetapa. La parte superior de este miembro contiene intercalaciones de Yeso del Oxfordiano que marcan el término del ciclo marino de la primera subetapa. El miembro superior es continental y grada hacia depósitos de mayor tamaño de grano hacia el techo (granocreciente) y está compuesto por una sucesión de ca. 900 m de conglomerados y areniscas. El miembro superior de la Fm. Quinchamale representa a la segunda subetapa y puede correlacionarse con la Fm. Quejita (Vergara y Thomas, 1984) y los Estratos de Capella (Vergara, 1978b) expuestos hacia el NE de la Precordillera.

En el flanco oeste de la Sierra Moreno afloran depósitos de trasarco (Figura 3.15), correspondientes a: (1) la formación Marina Cerritos Bayos, que se relaciona a la primera subetapa; (2) la formación San Salvador que representa a la segunda subetapa; (3) Estratos de Sierra San Lorenzo; y (4) las Andesitas Guacate. El miembro inferior de la Fm. Cerritos Bayos es llamado Miembro Moctezuma y corresponde a depósitos de una transgresión marina y el desarrollo posterior de depósitos de plataforma. El miembro superior de la Fm. Cerritos Bayos es llamado Miembro Campamento y representa la regresión Jurásica Superior.

Al sur-este de Antofagasta, los depósitos de trasarco afloran en la Precordillera o en el flanco este de la Cordillera de Domeyko (Figura 3.14) y son conocidos como Fm Sierra del Cobre (Muñoz, 1989) (Figura 3.15). Más al este, depósitos predominantemente calcáreos, pertenecen al Grupo Caracoles de edad Bajociana a Kimeridiana (García, 1967). Esta puede correlacionarse con la Fm. Cerritos Bayos y representaría el margen este de la cuenca de trasarco. La Fm Sierra del Cobre corresponde a los depósitos más profundos de la cuenca de trasarco y consiste en una sucesión de 2.600 m de espesor de calcarenitas, calizas, turbiditas y lutitas, con intercalaciones de Yeso en su porción superior. El Grupo Caracoles está compuesto por 5 formaciones que van desde la base al techo: Fm. Torcazas, Fm. Caracoles, Fm. Doralisa, Fm. Millonaria y Fm. Honda (Marinovic y García, 1999). Este grupo está compuesto por más de 1.300 m de una sucesión fosilífera de tufas, conglomerados, calizas, pelitas y areniscas calcáreas (Fm. Torcazas y Caracoles), alternancia de calizas y pelitas intercaladas por yeso (Fm. Doralisa), yeso masivo (Fm. Millonaria) y calizas grises (Fm. Honda). Los estratos concordantes que sobreyacen al Grupo representan la segunda subetapa y están constituidos por: (1) Depósitos fluviales y aluviales de los Estratos de San Manuel equivalentes a los estratos de San Lorenzo en la zona de la Fm. Cerritos Bayos; (2) más de 2.000 m de una sucesión monótona de margas, fangolitas, calizas, areniscas rojas y evaporitas que componen a la Fm. Llanura Colorada (Marinovic y García, 1999) que es correlacionable con la Fm. San Salvador en el sector de la Fm. Cerritos Bayos; (3) la sucesión volcánica de los

Estratos de Río Seco. Estos depósitos están cubiertos discordantemente por la Fm. Cretácica Superior Quebrada Mala (Muñoz et al., 1989).

En ambos flancos de la Cordillera de Domeyko aflora la formación Triásica Superior – Jurásica Superior (Titoniano) El Profeta (Chong, 1973). La porción inferior de esta formación corresponde a depósitos de plataforma depositados durante el Ciclo Tectónico Preandino. El resto de la Fm. El Profeta corresponde a depósitos de trasarco (Figura 3.15) sincrónicos a la depositación del arco volcánico de La Negra y representan el primer ciclo de transgresión – regresión Jurásico Inferior – Kimeridiano desarrollado durante la primera subetapa de la primera etapa del Ciclo Andino.

Al sur de Antofagasta, los depósitos de trasarco expuesto en la cordillera de Domeyko y en los Andes afloran ampliamente con un rumbo norte-sur y están controlados por fallas inversas con vergencia hacia el este.

En Chañaral, entre los 26° S y 26° 30' S, afloran las formaciones marinas Jurásicas Montandón y Asientos, un poco más al sur la Fm. Lautaro. Estas sucesiones son equivalentes a la prolongación hacia el sur de la Fm. El Profeta. Temporalmente estas formaciones están ubicadas a finales del Ciclo Preandino y comienzos del Ciclo Andino.

Al este de Copiapó, en la precordillera, las formaciones Lautaro, Quebrada Vicuña y Lagunillas están cubiertas concordantemente por areniscas rojas continentales, regresivas del Neocomianos al Cretácico Superior, correspondientes a la Fm. Quebrada Monardes (Iriarte et al., 1999). La Fm. Lautaro, un equivalente de la Fm. Asientos y Montandón, consiste esencialmente en areniscas marinas calcáreas, margas y calizas.

Historia Tectónica de la Primera Etapa del Ciclo Andino

Las evidencias geoquímicas, el espesor de los depósitos volcánicos de arco y de los sedimentos de la cuenca de trasarco, soportan la idea que durante la primera etapa del Ciclo Tectónico Andino generalmente prevalecieron condiciones regionales extensionales. En el Cretácico Superior la primera etapa del Ciclo Tectónico Andino fue finalmente interrumpida por un régimen compresional, que produce la inversión y cierre de la cuenca de trasarco y crea una disconformidad regional mayor (Charrier et al., 2007).

La deformación en el arco fue concentrada principalmente a lo largo de la Zona de Fallas de Atacama (ZFA), uno de los mayores elementos estructurales en la Cordillera de los Andes de Chile, la cual se desarrolló por primera vez en esta etapa del ciclo andino. Esta mega falla tiene una escala continental, es una falla transcurrente, paralela a la fosa y puede ser trazada a lo largo de la Cordillera de la Costa por más de 1.000 km entre Iquique (20° S) y Los Vilos (32° S) (Figura 3.16).

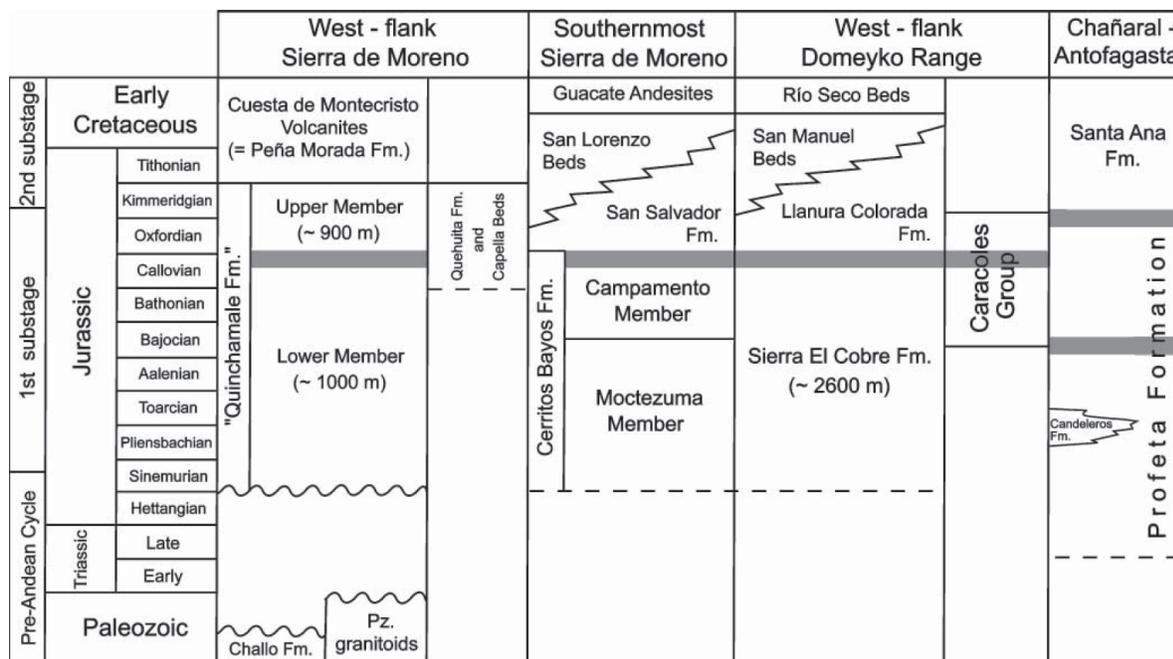


Figura 3.15. Relaciones cronoestratigráficas entre las unidades que afloran en flanco oeste de la Sierra de Moreno y la Cordillera de Domeyko, relacionadas a la primera subetapa de la primera etapa del Ciclo Andino (Charrier et al., 2007).

Estudios detallados de la ZFA indican que esta zona de falla ha estado activa intermitentemente desde el Jurásico Inferior, con desplazamientos tanto dextrales como sinestrales (Hervé, 1987).

En el trasarco es posible deducir dos episodios extensionales intensos que coinciden con el comienzo de la dos subetapas definidas para comienzos del Jurásico Inferior y Kimeridiano, respectivamente. Ambas subetapas están caracterizadas por ciclos marinos de transgresión – regresión, cada parte final de las regresiones está marcada por depósitos someros que incluso son evaporíticos durante el Oxfordiano - Kimeridiano y Aptiano – Albiano, respectivamente para cada subetapa.

Al final de la Primera Etapa Andina, los depósitos Jurásico Inferior – Cretácico Inferior fueron intensamente deformados (fallados inversamente y plegados), alzados y erosionados. Esta etapa de deformación es llamada Fase Subhercínica o Peruviana (Reutter, 2001) y ocurre probablemente durante el Aptiano – Albiano. Los depósitos de trasarco en esta fase de deformación son fallados inversamente y plegados. Las fallas comunmente presentan vergencia hacia el este (mantean hacia el oeste). Como resultado de este episodio tectónico mayor se observa una disconformidad regional que separa los depósitos asociados a la Primera Etapa Andina de los depósitos sedimentados posteriormente.

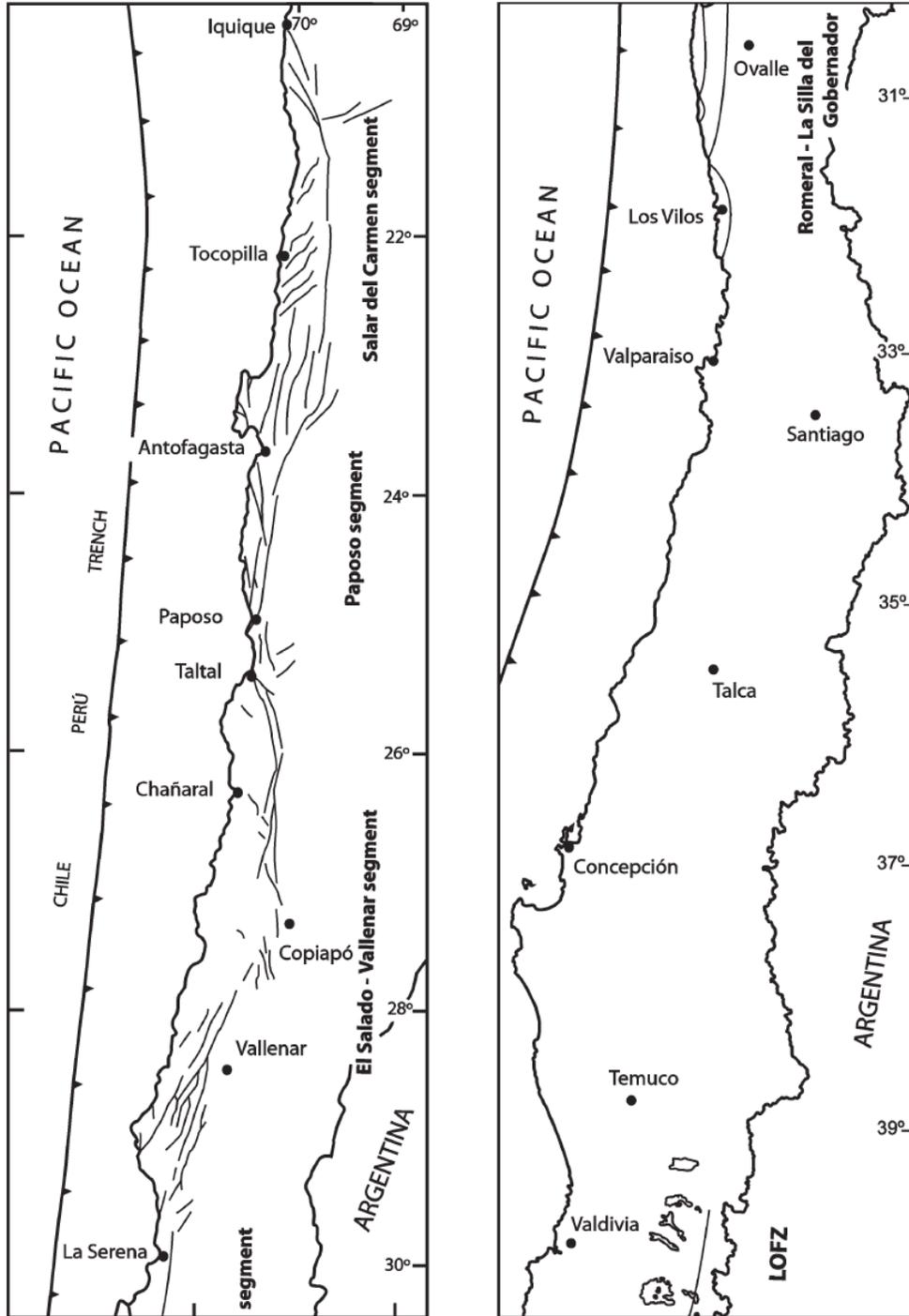


Figura 3.16. Traza de los diferentes segmentos de la Zona de Fallas de Atacama (Charrier et al., 2007).

3.2.5 Segunda Etapa (Cretácico Inferior Tardío – Paleógeno Inferior)

Durante el Cretácico Inferior Tardío, ocurren cambios mayores en la interacción de las placas continentales a lo largo del margen de la porción sur de Sudamérica (Figura 3.17). Este episodio puede relacionarse a la fase de producción cortical oceánica rápida para el proto-oceano Pacífico durante el Cretácico Inferior – Superior y a la disminución del ángulo de subducción de la placa bajo Sudamérica.

Como consecuencia de estas modificaciones, la segunda regresión del Primer Ciclo Andino culmina con el margen continental emergido durante un episodio de intensa deformación compresional y con el alzamiento y erosión de los depósitos preexistentes del trasarco del Jurásico inferior – Cretácico Inferior. La fase tectónica Peruviana marca la separación entre la primera etapa del Ciclo Andino y las etapas posteriores (Segunda y Tercera). Posterior a este episodio, la organización paleogeográfica de los Andes cambia completamente: el arco magmático migra considerablemente hacia el este; se desarrolla una cuenca de antepaís al oeste del arco en vez de una cuenca de trasarco al este del mismo; se desarrolla una amplia región en el ante arco como consecuencia de la migración del arco hacia el este. Luego de este episodio, la subducción oblicua prevalece, aunque el vector de movimiento de la placa de Farallón cambia hacia el SE produciendo (ver paso de (a) a (b) en Figura 3.17), de esta manera, desplazamientos dextrales a lo largo de las fallas con orientación norte sur (Charrier et al., 2007), como la Zona de Falla de Atacama.

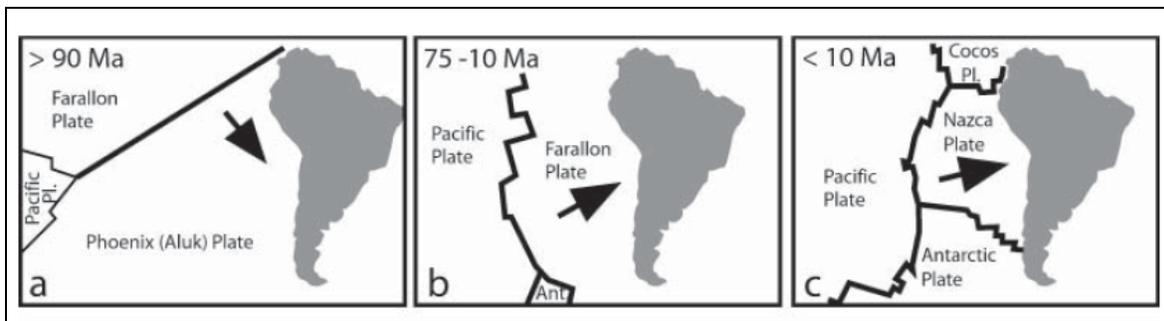


Figura 3.17. Geometría de las placas para: (a) Cretácico Inferior tardío; (b) Cretácico Superior – Mioceno Superior, y (c) Mioceno Superior al presente (Modificado de Charrier et al., 2007).

Durante esta etapa del Ciclo Andino ocurren dos eventos importantes que modifican la nueva organización paleogeográfica: (1) el desarrollo del sistema de Rift Salta en el antepaís de los Andes en la región de Salta, Argentina; y (2) un estadio alto del nivel del mar en el Cretácico Superior – Cenozoico Inferior. Aunque el desarrollo del Rift Salta comienza en el Cretácico Inferior, a la latitud de Antofagasta el efecto no alcanza la nueva cuenca de antepaís hasta el Cretácico Superior. El estadio alto del nivel del mar afectó principalmente el flanco oeste de la

Cordillera de la Costa y dejó muy pocos efectos al este de Chile, excepto en el Salar de Atacama donde se detecta una incursión marina proveniente probablemente del océano Atlántico (Charrier et al., 2007).

Esta etapa del Ciclo Andino está caracterizada por episodios de extensión que están asociados con intensa actividad magmática. Esta actividad está representada por plutones mayores y depósitos volcánicos andesíticos y riolíticos – dacíticos abundantes asociados a grandes calderas. Los depósitos sedimentarios en esta etapa se acumularon en una serie de cuencas controladas por fallas extensionales, localizadas a lo largo del arco magmático (Cornejo et al., 2003). La inversión de estas cuencas durante el Cretácico Superior Tardío y/o Paleoceno Inferior fue seguida por el desarrollo de nuevos depocentros (centro de depositación de una cuenca) más al este, donde fueron depositadas sucesiones volcánicas y volcanoclásticas. El final de esta etapa está marcado por un fuerte evento de deformación durante el Eoceno.

La sucesión de depósitos durante esta etapa normalmente contiene dos discordancias, ambas ligadas a eventos tectónicos: la primera está localizada aproximadamente en el límite entre el Cretácico Inferior – Superior (90 – 80 Ma) y la segunda en el límite Cretácico Superior – Terciario. La primera discordancia aparentemente está ligada a la reactivación de las condiciones de extensión que prevalecen en la segunda etapa del Ciclo Andino. La segunda discordancia está relacionada a un evento de compresión de corta duración, el cual es utilizado para diferenciar la segunda etapa del Ciclo Andino en dos subetapas: (1) desde el Cretácico Inferior Tardío al Cretácico Superior y (2) Paleógeno Inferior.

Arco Volcánico

No han sido reportados depósitos asociados al arco magmático en la región de Arica. Pero un poco más al sur entre Iquique y Chañaral, los depósitos de arco forman una franja discontinua de afloramientos a lo largo de la Precordillera, La Sierra de Morena, la Cordillera de Domeyko y más al sur en la Depresión Central (Figura 3.18). Estos se depositaron en cuencas extensionales bordeadas por fallas normales y consisten principalmente en sucesiones volcánicas y volcanoclásticas de espesor variable con algunas acumulaciones de conglomerados continentales.

De norte a sur las formaciones de edad Cretácica Superior son: Panjuacha, Cerro Empexa, Quebrada Mala y Ausgusta Victoria. En adición, la formación volcánica Lomas Negras con intercalaciones marinas. Otras formaciones de edad Paleógena pertenecientes a esta etapa son: Icache, miembro inferior de la Fm. Calama, Cinchado, Tolar y Tambillo (Charrier et al., 2007).

La actividad plutónica Cretácica Superior se encuentra en la Depresión Central, a lo largo de la Precordillera, en la porción oeste del Altiplano y en el flanco oeste de la Cordillera de

Domeyko, aunque estos forman considerablemente menos afloramientos que los plutones Mesozoicos formadas en la etapa anterior (Marinovic et al., 1995).

Antearco

Los depósitos terrígenos clásticos del Cretácico Superior al Cenozoico Inferior, entre Arica y Chañaral, están representados por las formaciones el Tonel y Purilactis (Mpodozis et al., 2005). La formación el Tonel está constituida por una sucesión de 1300 – 1400 m de calizas basales, areniscas de grano fino y fangolitas, con frecuentes intercalaciones de evaporitas. La Fm. El Tonel está sobreyacida en contacto transicional por la Fm. Purilactis que consiste en areniscas gruesas y conglomeraditas, intercaladas con lavas basálticas y tobas, que afloran a lo largo del flanco este de la Cordillera de Domeyko.

La determinación de la edad radioisotópica suscribe un rango para estas formaciones entre el Cretácico Superior y el Eoceno Medio entre 68 Ma y 39,9 Ma. Estas unidades corresponden a depósitos aluviales y fluviales sintectónicos al alzamiento por fallas inversas con vergencia hacia el este de la Cordillera de Domeyko (Muñoz et al., 2002).

El análisis de datos de reflexión sísmica y del testigo Toconao XI para el Salar de Atacama permite reconocer unidades estratigráficas correlacionables con las formaciones antes descritas. Estos depósitos han sido interpretados como acumulaciones de sedimentos en un ambiente tectónico generado por la inversión de cuencas extensionales asociadas al sistema del Rift de Salta.

El Salar de Atacama contiene más de 9.000 m de sedimentos de edad Cretácica al Presente con escasas intercalaciones volcánicas. Esta cuenca está localizada actualmente en el antearco, pero durante la segunda etapa del Ciclo Andino (Cretácica Superior a Paleógena) estuvo ubicada tras el arco. Se cree que esta cuenca se generó en un ambiente extensional y que posteriormente el ambiente tectónico se invirtió (Charrier et al., 2007; Mpodozis et al., 2005). El desarrollo de esta cuenca durante el Cretácico Superior probablemente está relacionado a la extensión del Rift de Salta. Fallas normales, que originalmente se formaron durante la fase extensional de la cuenca del Salar de Atacama, fueron invertidas produciendo varios kilómetros de alzamiento vertical durante las compresiones del Cretácico Superior y posteriormente la Cenozoica. Como consecuencia del alzamiento se forma la Cordillera de Domeyko y el cabalgamiento del relleno sedimentario genera escamas delgadas, sedimentación y cambios en la generación del espacio en el Salar de Atacama. Otro sistema de fallas que alzó un bloque de basamento (Cordón Lila) es el sistema de fallas inversas Tucúcaro localizado al este del Salar de Atacama (Niemeyer, 1984). Los depósitos terrígenos acumulados al lado del alzamiento de la Cordillera de Domeyko corresponden a la Fm. Purilactis. Depósitos similares se depositaron en el flanco oeste de la Cordillera de Domeyko

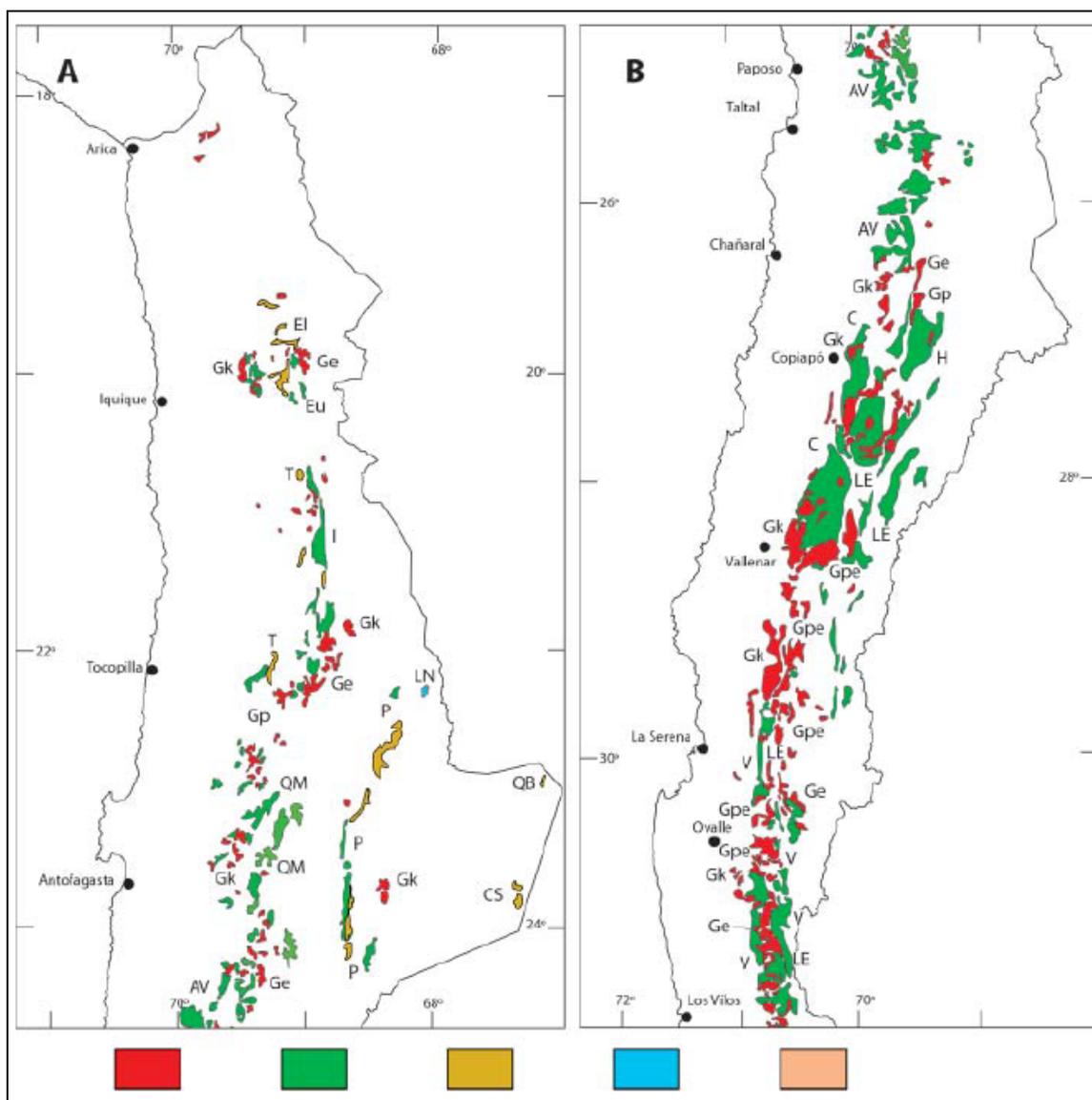


Figura 3.18. Distribución de las unidades desarrolladas durante la segunda etapa del Ciclo Andino. La localización de los cuerpos intrusivos está desplazada al este comparado con los formados durante la primera etapa (comparar con Figura 3.14). El esquema de colores es (de izquierda a derecha): Rojo, Rocas granitoideas; Verde, Rocas volcánicas; Naranja-Café, Depósitos continentales; Azul, depósitos marinos; Naranja-Rosado, Depósitos marinos /continentales. Abreviaciones para los grupos y formaciones: AV, Augusta Victoria; C, Cerrillos; CF, Chaco; CS, Chojfias y Siglia; El, Empexa inferior/Tambillos; Eu, Empexa Superior; H, Hornitos; I, Icache; LE, Los Elquinos; LN, Lomas Negras; Q, Quiriquina; QB, Quebrada Blanca de Poquis; QM, Quebrada Mala; P, Purilactis y Tonel; T, Tolar; V, Viñita. Abreviación de los granitoides por edad: Ge, Eoceno; Gk, Cretácico Superior; Gp, Paleoceno; Gpe, Paleoceno – Eoceno (Modificado de Charrier et al., 2007).

dando origen a las formaciones Tolar y Tambillo. Probablemente corresponden a depósitos sintectónicos equivalentes, pero en el otro lado de la Cordillera de Domeyko (Charrier et al., 2007).

La existencia en la base del Salar de Atacama y en la Fm. Lomas Negras de depósitos calcáreos marinos son evidencias para un posible ingreso marino a través del Rift de Salta. Posiblemente el Océano Pacífico ingresó por el norte en el Cenomaniano – Santoniano y existió otra conexión por el sur con el Océano Atlántico en el Campaniano – Maanstrichtiano. Considerando la localización del arco Cretácico Superior a lo largo de la actual Depresión Central y margen oeste de la Cordillera de Domeyko, y, además que la Cordillera de Domeyko está alzándose, se piensa que es poco probable la existencia de una conexión por el oeste del Salar de Atacama. Por otro lado, una conexión con el Océano Atlántico se cree más probable, basado en la existencia de depósitos marinos de edad Cretácica Superior encontrados más al este en el Altiplano (Fm. El Molino), en la Puna Argentina y Cordillera Oriental (Fm. Yacoraite), donde están bien desarrollados dentro del sistema de Rift de Salta (Charrier et al., 2007).

El episodio de deformación Cenozoico, que es el responsable del alzamiento de la Cordillera de Domeyko, es llamado Fase Incaica Principal o Fase Incaica II, la edad precisa de esta fase genera debate: 38,5 Ma de acuerdo a Hammerschmidt et al. (1999) y ca. 44 Ma de acuerdo a Tomlinson y Blanco (1997). Este episodio de deformación separa la Segunda Etapa de la Tercera Etapa del Ciclo Tectónico Andino.

3.2.5.1 Tercera Etapa (Paleógeno Superior – Presente)

Esta etapa corresponde a la última etapa del desarrollo Andino, durante la cual los Andes de Argentina y Chile adoptan su actual configuración. Durante esta etapa del alzamiento de Los Andes se desarrollaron las unidades morfoestructurales actuales, el volcanismo alcanza su actual posición y se emplazan los depósitos minerales de cobre post- Incaicos. En el Mioceno Inferior, los segmentos de la dorsal Juan Fernández de orientación casi este-oeste, comienzan a colisionar con el margen continental del sur de Perú y norte de Chile, migrando hacia el sur a una velocidad de 200 km/Ma (Yáñez et al., 2002). El Istmo de Panamá comenzó a formarse en el Mioceno Inferior y concluyó en el Plioceno, favoreciendo el Gran Intercambio Biótico Americano, causando el término del gran aislamiento biótico de Sudamérica, comenzado después de la separación de África durante el desmembramiento de Gondwana (Charrier et al., 2007).

Durante esta etapa, la evolución tectónica al norte de los 47° S está controlada por el movimiento relativo entre las placas de Nazca y Sudamérica. La deformación de los depósitos de las etapas anteriores ocurre en el Eoceno Medio en la Fase Incaica Principal, posiblemente producto de altas tasas de convergencia de la placa oceánica de Nazca. Después de este

episodio de altas tasas de convergencia, el desplazamiento relativo entre la placa continental y oceánica fue casi paralelo y la convergencia disminuyó hasta los 26 Ma (Somoza, 1998). En este momento, un nuevo reajuste de las placas ocurrió y la placa oceánica adopta un movimiento casi perpendicular al margen continental. La tasa de convergencia fue en aumento hasta los 12 Ma. Estas modificaciones de la cinemática y tasas de convergencia de las placas causaron importantes variaciones en el régimen tectónico en el margen continental, expresado en el antearco por alzamiento y extensión sincrónica, transcurrencia y deformación compresional (Hartley et al., 2000).

La paleogeografía al comienzo de esta etapa estuvo caracterizada por la Cordillera Incaica (Ej.: alzamiento Cordillera de Domeyko), la cual estuvo caracterizada por la inversión del arco magmático y dominio del trasarco existente durante el Paleógeno Inferior (Fase Incaica Principal). La inversión y alzamiento de la Cordillera Incaica durante el Eoceno Medio - Superior fue controlada por varias fallas de rumbo NNE-SSW con vergencia tanto al este como al oeste. La erosión de los bloques desplazados y alzados por las fallas antes mencionadas entregó aportes de sedimentos a las cuencas existentes al este y oeste de la cordillera en alzamiento. No obstante, la distribución de estos depósitos no es uniforme y, más aún, la Depresión Central se interrumpe en el segmento de “Flat-Slab” (subducción de bajo ángulo) como consecuencia del mayor alzamiento causado por la colisión de la Dorsal de Juan Fernández. En este segmento (entre 27° S y 33° S, la Depresión Central no se desarrolla), la actividad volcánica está ausente y la Cordillera Frontal y las escamas gruesas de la Cordillera Pampeana se desarrollan lejos hacia el este en territorio Argentino, no obstante, al norte y sur del “Flat- Slab” se desarrollan fajas plegadas y corridas (Ver Figura 3.2).

En el siguiente análisis se describirá la evolución para diferentes áreas de norte a sur por medio de secciones E–W. En cada caso se indicará la unidad morfoestructural (Ver Figura 3.2) que se describe indicando la localización de los depósitos.

Norte de Chile (entre Arica e Iquique, 18-20° S)

En esta región los depósitos cenozoicos se desarrollan principalmente en la Depresión Central, Precordillera y Altiplano. La precordillera corresponde al flanco oeste del Altiplano.

El desarrollo paleogeográfico, sedimentación y alzamiento del Altiplano en esta región está relacionado a dos sistemas de fallas inversas: (1) El Sistema Inverso Oeste (WTS) posee una orientación N-S a NNW-SSE, es de alto ángulo, vergencia al oeste y se desarrolla en la Precordillera (Farias et al., 2005) y (2) El Sistema Inverso Este (ETS) con vergencia al este y se desarrolla en la Cordillera Oriental (Charrier et al., 2005) (Figura 3.19). El WTS puede ser seguido desde Arica hasta más al sur de Iquique por la Precordillera. En adición, a la latitud de

Iquique un sistema de “pull-apart” se desarrolla al este de Altos de Pica en la Cordillera Occidental (Victor et al., 2004).

Sección de Arica (Figura 3.20)

Depresión Central. Los depósitos en esta unidad morfoestructural corresponden a sucesiones continentales, subhorizontales, sedimentarias y volcanoclásticas, de más de 1.000-1.500 m de espesor y de edad Oligoceno Medio - Holoceno. Estas sucesiones están compuestas en la base por conglomerados y areniscas de facies aluviales y fluviales que gradan hacia el techo a conglomerados aluviales (Victor et al., 2004). Localmente estos depósitos corresponden a ambientes lacustres y de playa. Hacia el oeste se observan cuñas sedimentarias y de depósitos piroclásticos. Estos depósitos corresponden a depositación sintectónica asociada a la actividad de los sistemas de fallas con vergencia al oeste y este (WTS y ETS, respectivamente, ver Figura 3.19).

Precordillera. En esta región, el WTS está constituido por dos conjuntos de fallas inversas formados por la Falla de Ausipar que define el borde entre la Precordillera y la Depresión Central y el sistema de Falla de Belén que se desarrolla en el flanco este de la Precordillera. El sistema de Fallas de Belén cabalga al Complejo Metamórfico de Belén sobre depósitos Cenozoicos, hacia el oeste. Esta actividad tectónica genera depósitos de diferente edad (Charrier et al., 2007): Fm. Joracane con una edad entre $18,2 \pm 0,8$ Ma y ca. 16 Ma, y Fm. Huaylas entre $11,7 \pm 0,7$ Ma y $10,7 \pm 0,3$ Ma. En la misma región, en el margen oeste del Altiplano, se desarrolla otro sistema de fallas con vergencia al este (ETS), el Sistema Inverso de Chacal (Figura 3.19). Como consecuencia de la vergencia y en oposición de ambos sistemas de fallas inversas, la actividad tectónica produjo el alzamiento de un bloque entre ambos sistemas, llamado Ridge Chapiquiña Belén (Charrier et al., 2000). Esta cordillera probablemente continúa hacia el sur por la Sierra de Moreno y la Cordillera de Domeyko.

En la Depresión Central de la sección de Arica, la sucesión estratigráfica ha sido subdividida en (desde más viejas a más jóvenes): (1) Fm. Azapa de edad Oligocena Inferior a Media; (2) Fm. Oxaya de edad Oligoceno Superior a Mioceno Medio y (3) Fm. El Diablo de edad Mioceno Inferior a Medio.

La precordillera corresponde a una serie de bloques cabalgados hacia el oeste. Inmediatamente al este de las Falla de Ausipar, sobreyacen la formación Jurásica Livilcar y restos de la Fm. Oxaya. Los flujos ignimbríticos de la Fm. Oxaya ($19 \pm 0,6$ y $25,6 \pm 0,9$ Ma edades K/Ar y Ar/Ar) forman un amplio anticlinal o flexura (Anticlinal Oxaya en Figura 3.19) y fueron descargados de volcanes existentes en la Cordillera Occidental. Se piensa que el anticlinal de Oxaya posee una edad de ca. 12-11 Ma (Charrier et al., 2007).

Al este del sistema Inverso de Belén aflora la Fm. Lupica, la cual sobreyace al Complejo Metamórfico de Belén y los sedimentos del Pérmico llamados Estratos de Quichoco. De acuerdo con nuevos datos cronológicos la Fm. Lupica poseería una edad equivalente a la Fm. Oxaya. Los estratos de la Fm. Lupica también son observados en la Cordillera Occidental y están compuestos por depósitos volcánicos y volcanoclásticos con intercalaciones de sedimentos lacustres (García et al., 2004).

Al este de la Precordillera los depósitos de la Fm. Oxaya son concordantemente cubiertos por la Fm. Zapahuira de edad Miocena Media ($15,1 \pm 0,1$ Ma y $12,3 \pm 0,4$ Ma), la cual representa los depósitos descargados por los estratovolcanes más antiguos de la región.

Gravas sintectónicas, asociadas a la actividad del sistema Inverso de Belén, contienen huesos de mamíferos asignados al post-Friasiano / pre-Huayqueriano, y descansan en *onlap* sobre la Fm. Oxaya y la Fm. Zapahuira (Flynn et al., 2005).

Altiplano. Al mismo tiempo, en la Cordillera Occidental y al este del Ridge Chapiquiña – Belén, se produjo un sistema de fallas inverso bien desarrollado con vergencia al este (ETS) en la región de Chucal (Charrier et al., 2000) (Figura 3.19). El cabalgamiento se inició en el Mioceno Inferior, continuando en la época Pliocena y probablemente continúa hoy activo. Esta deformación ha causado el desarrollo de varias discordancias, localizadas principalmente en el limbo este del Anticlinal de Chucal y está asociado a depósitos sintectónicos que contienen abundantes fósiles de mamíferos (Charrier et al., 2000; Bond y García, 2002).

Las estructuras compresivas del Cenozoico Superior (Falla Jaropilla y Chucal Anticlinal) controlan la orientación norte-sur del relieve, definidas por varios altos topográficos y estructurales. Las capas superiores de la Fm. Lupica, la formación lacustre y fluvial Chucal y los depósitos tufáceos de la Fm. Quebrada Macusa forman una sucesión estratigráfica que presenta un rango de edad entre $21,7 \pm 0,8$ Ma y $10,4 \pm 0,7$ Ma y se encuentran todos deformados. La edad de $10,4 \pm 0,7$ Ma corresponde a la edad de lavas no deformadas del Volcán Anocarire. La formación lacustre Lauca, de edad Miocena-Pliocena, se extiende más al este hacia Bolivia y es deformada sólo en los depósitos que se encuentran más hacia el oeste, cercanos al Anticlinal Chucal (Charrier et al., 2007). Intercalaciones ignimbríticas localizadas sobre la parte media de la Fm. Lauca en la Cuenca Lauca presentan tres edades de Ar/Ar en cristales de feldespatos de $2,67 \pm 0,25$ Ma, $2,32 \pm 0,18$ Ma y $2,88 \pm 0,13$ Ma (Wörner et al., 2000b) y edades de K/Ar en roca total de $2,3 \pm 0,7$ (Muñoz y Charrier, 1996).

La actividad volcánica en la Precordillera oriental y el Altiplano occidental produce secuencias Miocenas Medias y Cuaternarias de lavas basálticas y andesíticas, depósitos de lahares e ignimbritas. Estos depósitos incluyen la Fm. Zapahuira (García, 1996) y los depósitos de los volcanes El Márquez, Mamuta y otros volcanes del arco. Existen depósitos de oro exhalativos asociados a la actividad volcánica, los cuales han sido incluidos en la franja

metalogénica del Altiplano-Cordillera Occidental de los Andes Centrales. Un equivalente hacia el sur de la Fm. Azapa es la Fm. Sichal (21° 30' S – 22° S).

La depositación aluvial de la Fm. Sichal comienza en el Eoceno Medio en una cuenca intramontana debido al alzamiento de un bloque Paleozoico luego de la fase Incaica Principal. Los depósitos de la Fm. Sichal registran tres etapas de depositación sintectónica hasta el Oligoceno Inferior y ellos están discordantemente sobreyacidos por las gravas Miocenas de la Fm. Altos de Pica (Blanco y Tomlinson, 2006).

La deformación de la Fm. Oxaya (Oxaya Anticlinal) en la Precordillera, causó modificaciones de la red de drenaje paralela preexistente la cual comienza a concentrarse en unos pocos valles profundamente incisivos, que presentan una incisión total de 1.600 m. La tasa de incisión de los valles fue de 56 a 58 m/Ma (García y Herail, 2005). El acortamiento durante el Neógeno de la cuña oeste de los Andes es de sólo 7,5 km debido al alto ángulo de las fallas inversas (García et al., 2004).

Sección Pisagua (19-20° S)

Depresión Central. Con respecto a la subdivisión morfoestructural, esta sección es similar en gran medida a la descrita para la sección de Arica. No obstante, contiene amplios afloramientos de depósitos lacustres y en su flanco oeste existe abundante acumulación de nitratos.

Precordillera y Altiplano. En la Precordillera, entre los 19° y 20° S, los flujos ignimbríticos que conforman la Fm. Oxaya más al norte son más delgados y están separados unos de otros por depósitos de conglomerados y areniscas. En el área de Moquella, estos depósitos son parcialmente incluidos en la Fm. Latagualla (Pino et al., 2004) e inmediatamente al sur de esta área, ellos son incluidos en la formación Oligocena Superior-Miocena Altos de Pica (Farias et al., 2005).

Ambas formaciones Latagualla y Altos de Pica incluyen, en su porción inferior, depósitos que en la región de Arica son asignados a la Fm. Azapa. La Fm. Altos de Pica consiste en una sucesión de 600 m de espesor de ignimbritas y tufas intercaladas con conglomerados y brechas.

Las lavas ignimbríticas se interdigitan hacia el este con lavas riolíticas-dacíticas. La parte superior de la Fm. Latagualla y los depósitos que cubren la Fm. Altos de Pica han sido asignados a la Fm. El Diablo (Farias et al., 2005). Estos depósitos consisten en sedimentos aluviales y brechas de color café, conglomerados, areniscas gruesas y lentes evaporíticos. Ellos contienen bombas volcánicas oscuras de rocas basálticas y andesíticas, hacia el este se interdigitan con lavas andesíticas y basálticas eruptadas por edificios volcánicos hoy parcialmente erodados (Cerro de Sotoca).

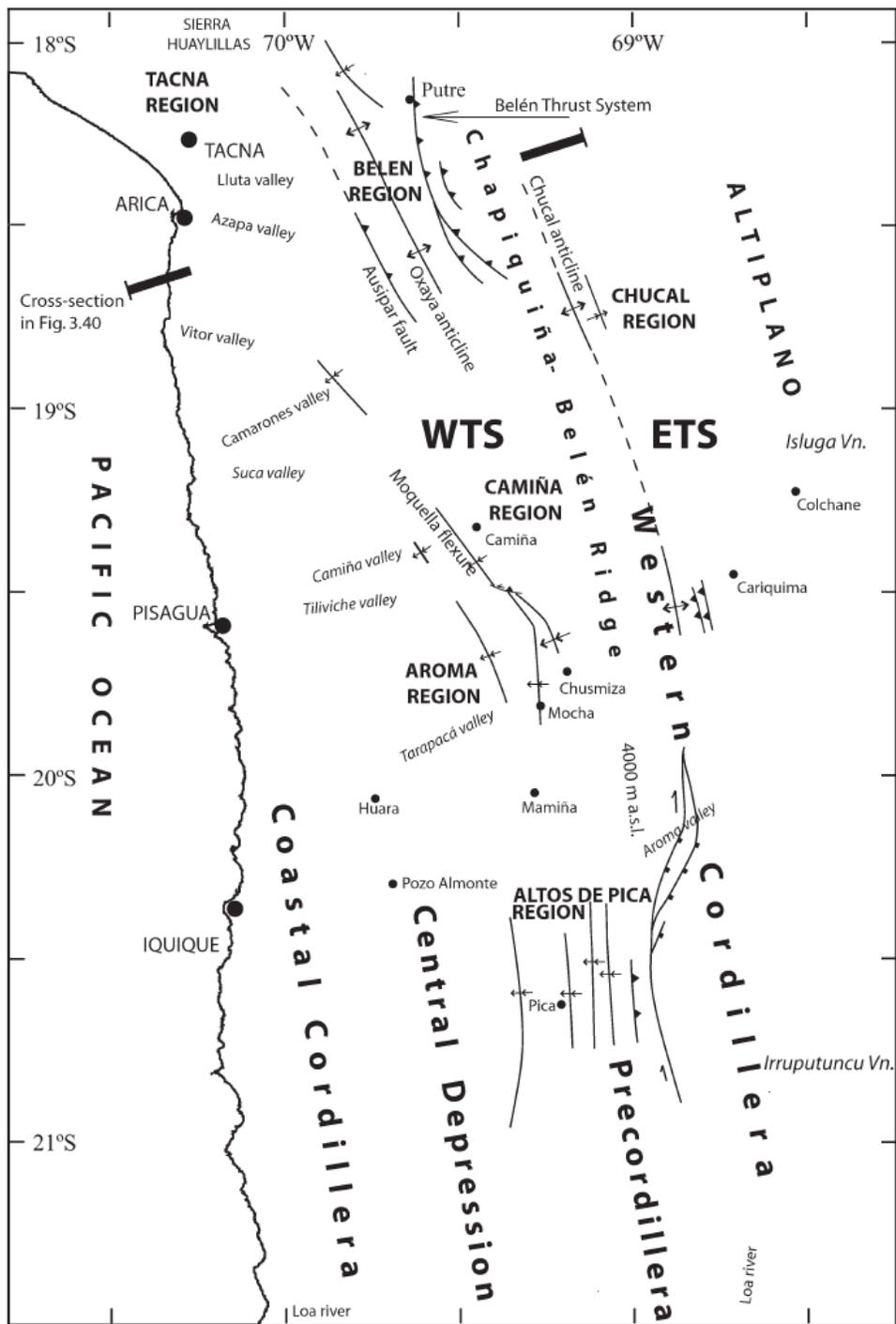


Figura 3.19. Mapa estructural del Sistema Inverso Oeste (WTS) y el Sistema Inverso Este (ETS) para la región de Arica e Iquique (Modificado de Charrier et al., 2007)

Una determinación de K-Ar para las interdigitaciones volcánicas entregan una edad de $11,7 \pm 0,4$ Ma (Farias et al., 2005a). La ignimbrita de Camiña o Lava de Pampa Tana, la cual sobreyace a la Fm. El Diablo, presenta edades K-Ar de $9,0 \pm 1,0$ Ma y $8,2 \pm 0,7$ Ma, proponiendo una edad mínima para la depositación de la Fm. El Diablo y para la formación de la superficie de pedimento en la parte superior de la sucesión.

A los 19° S, la flexura de Moquella pareciese ser la continuación del Sistema de Falla Ausipar. Más al sur a los $19^\circ 30'$ S, tres flexuras de propagación hacia el oeste están bien desarrolladas, de oeste a este estas son: Calacala, Aroma y Soga (Farias, 2003). La flexura de Aroma está conectada con la flexura de Moquella por una falla inversa de rumbo NW con una componente sinistral en el rumbo.

A los $20^\circ 30'$ S, estos episodios de deformación se ven reflejados en la flexura de Altos de Pica y otros pliegues menores. Farias et al. (2005) determinó un alzamiento total para las flexuras de Calacala, Aroma y Soga de 2.100 m.

Si consideramos una altitud de 1.000 – 1.100 m para la Depresión Central en esta región y sumamos el alzamiento acumulado por estas flexuras, sólo faltarían 600 - 700 m para alcanzar la altura promedio del Altiplano, la cual es de 3.800 m.s.n.m.

Farias et al. (2005) propone que los 600 - 700 m faltantes para reconstruir la altitud del Altiplano estarían asociados a un basculamiento hacia el oeste de la Precordillera, basculamiento que atribuye a la vergencia hacia el este del sistema de fallas inversas desarrolladas en las Sierras Subandinas en el margen este de los Andes (el cual tuvo un acortamiento mayor a 200 km desde el Oligoceno).

Considerando los depósitos de la Ignimbrita de Camiña como los últimos depósitos que cubrían la peniplanicie antes de que ésta se elevara y fuese incisionada por los ríos, es posible inferir que el alzamiento final del Altiplano ocurre con posterioridad a la depositación de esta lava, confirmando lo anteriormente propuesto por Gregory-Wodzicky (1998), que el alzamiento más importante del Altiplano había ocurrido con posterioridad a los 10 Ma.

Sección Iquique – Chañaral (Figura 3.20)

Depresión Central. La Depresión Central corresponde a una cuenca paralela a la fosa, que localmente contiene más de 1.000 m de depósitos aluviales, fluviales, lacustres y evaporíticos del Cenozoico Superior al Cuaternario.

Precordillera (Cordillera de Domeyko) y Depresiones Preandinas (Depresiones Salares). La Cordillera de Domeyko forma un elemento morfológico bien definido de rumbo norte-sur que localmente alcanza altitudes de ca. 4.000 m. Está separada por la Depresión Central de la

Cordillera de la Costa y por las Depresiones Salares de la Puna (continuación hacia el sur del Altiplano).

Las peculiares Depresiones Salares son cuencas elongadas que pueden ser trazadas desde los 21° S hasta los 27° 30' S. De norte a sur están compuestas por los salares de: Carcote, Ascotan, Atacama, Imilac, Punta Negra, Pajonales, Pedernales, Maricunga, Negro Francisco, entre otros. La sección que describe el Salar de Atacama representa la Depresión Preandina principal.

La continuación hacia el norte de la Cordillera de Domeyko al norte del Río Loa, es conocida como la Sierra de Moreno, lugar en el cual la sierra comienza a ser parte del Altiplano. La Cordillera de Domeyko es un elongado y amplio bloque del basamento que forma el núcleo de una estructura anticlinal mayor limitada por fallas inversas, mientras que pliegues menores que no consideran el basamento deforman rocas de la cobertura.

Este sistema de fallas que alzan el basamento fue y forman el patrón norte-sur de la Cordillera de Domeyko que se originó durante la Fase Incaica en el Eoceno.

El cabalgamiento hacia el este de la Cordillera de Domeyko sobre el relleno del Salar de Atacama ha sido continuo luego de la depositación de la Fm. Purilactis de edad Cretácico Inferior – Cenozoico Inferior. Asociada a la actividad tectónica en el margen este de la Cordillera de Domeyko, los depósitos evaporíticos y de gravas dispuestos en discordancia progresiva, son asignados a la Fm. Tambores de edad Oligo-Miocena y que se interdigitan hacia el este con los sedimentos de grano fino de la Fm. San Pedro (Ej. Muñoz et al., 2000). Cercano al techo de la Fm. San Pedro, las tufas intercaladas presentan una edad de K-Ar en biotitas de $26,6 \pm 0,8$ Ma y $26,8 \pm 1,4$ Ma.

Depósitos jóvenes al este de la Cordillera de Domeyko y en el patrón plegado en echelón que conforma la Cordillera de la Sal, incluyen una serie de intercalaciones de ignimbritas Miocenas que forman parte del Complejo Volcánico del Altiplano-Puna (Tomlinson et al., 2004) y tienen una edad K-Ar en biotita entre 10 y 6 Ma.

Altiplano-Puna. La característica del Altiplano como una meseta plana tiende a desaparecer hacia el sur y es remplazada por un terreno más rugoso con una altura promedio de 4.400 m.s.n.m que es conocida como la Puna. La Puna está constituida por gran cantidad de depósitos volcánicos representados por flujos ignimbríticos, lavas y tufas que en su conjunto forman parte del Complejo Volcánico del Altiplano-Puna (de Silva, 1989), y que han sido eruptados por el arco volcánico actual ubicado en la Cordillera Occidental.

La mayor altura promedio de la Puna (4.400 m.s.n.m) respecto a la del Altiplano (3.800 m.s.n.m) ha sido interpretada como el resultado de la existencia de una litosfera más densa y fría bajo la primera (Gerbault et al., 2005).

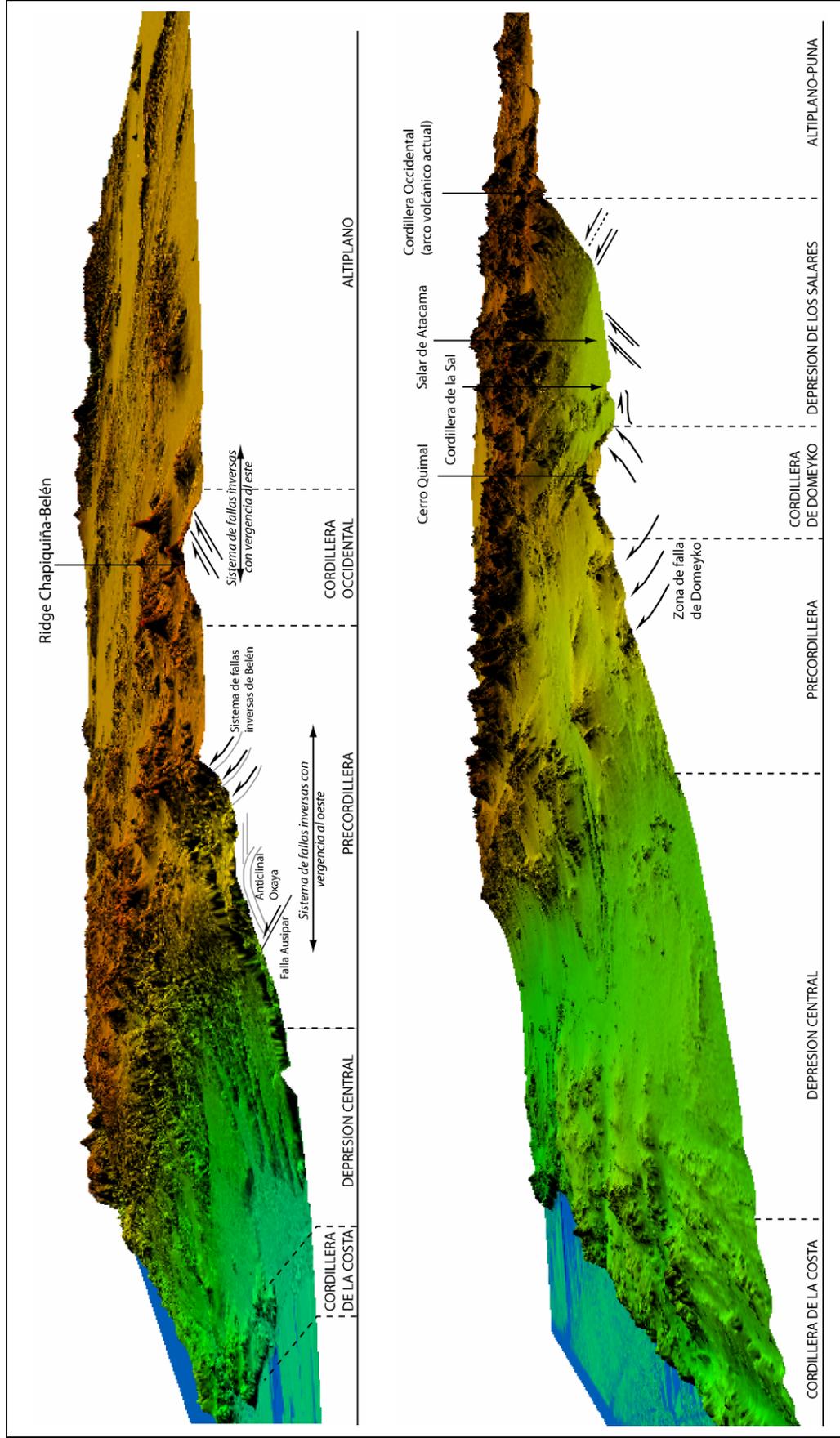


Figura 3.20. Arriba, perfil morfoestructural Primera Región. Abajo, perfil morfoestructural Segunda Región (Modificado de Charrier et al., 2007)

3.3 Descripción de las Unidades Geológicas del Altiplano

(Ver mapa geológico adjunto).

Las unidades geológicas que afloran en el Altiplano y la Puna pueden ser descritas en función de los ciclos tectónicos (explicados en el capítulo anterior) que son establecidos para la formación de Los Andes en Chile. En el Altiplano-Puna es posible encontrar unidades que pertenecen a casi todos los ciclos tectónicos, pero más del 90 % de las rocas que están expuestas en superficie fueron formadas durante la Tercera etapa del Ciclo Tectónico Andino (Figura 3.21).

A continuación se describen las unidades geológicas en función del ciclo tectónico al que es posible asignarlas. La descripción de las unidades que aparecen en el mapa geológico adjuntado al presente informe se realizó gracias a los antecedentes entregados por el mapa geológico escala 1:1.000.000 del Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) publicado el año 2003.

3.3.1 Ciclo Tectónico Famantiano.

Las interpretaciones que se le han dado a los afloramientos del basamento son de dos tipos principales:

1. Las unidades reflejan tectonismo asociado a la acreción de Laurentia y Gondwana en el Paleozoico Inferior;
2. Las rocas representan la evolución *in situ* de antiguas unidades cratónicas en el margen occidental de Gondwana.

Los afloramientos de rocas metamórficas en el norte de Chile (Figura 3.4) han sido agrupadas dentro de los complejos metamórficos de Belén, Sierra de Moreno-Chojas y Limón Verde (todos ellos existentes dentro del terreno acrecionado llamado Terreno Arequipa-Antofagasta, Figura 3.4). En adición a estos complejos metamórficos, secuencias volcánicas y sedimentarias conocidas como Complejo Cordón Lila (Hervé et al., 2007) afloran en el margen occidental de los Andes.

Se piensa que durante la era Paleozoica en el Norte de Chile y noroeste de Argentina, existió una calma metamórfica y magmática de ca. 100 Millones de años, entre el **Silúrico Inferior** y **Carbonífero** Inferior que permite la separación de las unidades de rocas en dos grupos orogénicos diferentes: (a) rocas pertenecientes al Ciclo Tectónico Pampeano de edad Cámbrica al Silúrico Inferior deformadas durante el ciclo orogénico del Paleozoico Inferior (Ciclo Tectónico Famantiano) y (b) rocas formadas durante el Ciclo Tectónico Famantiano y afectadas por el Ciclo Tectónico de Gondwana (Hervé et al., 2007).

Muy pocas rocas asignadas a este ciclo afloran en el área de estudio (Figura 3.21), pero al este del Salar de Atacama cercano al límite con Argentina, sobre la Puna aflora la Fm. Aguada de la Perdiz (OS1m en Mapa geológico adjunto al informe), la cual está constituida por una sucesión de detritos gruesos a finos, depósitos marinos someros con intercalaciones volcánicas y volcanoclásticas, y fauna asociada al Arenigiano Medio.

OS1m: Ordovícico-Silúrico

Secuencias sedimentarias marinas: cuarcitas, areniscas cuarzo-feldespáticas, limolitas y conglomerados. En las regiones I y II: Formaciones Quebrada Aroma, Aguada de la Perdiz, Poquis y Estratos de Quisquiro.

3.3.2 Ciclo Tectónico de Gondwana.

Este ciclo ha sido muy estudiado y es posible comprender mejor la paleogeografía existente gracias a la gran cantidad de afloramientos existentes (Figura 3.5). En forma muy general este ciclo puede diferenciarse en tres etapas: (1) desde el Devónico Medio/Superior al Carbonífero Inferior; (2) desde el Carbonífero Superior hasta comienzos del Pérmico; (3) desde el Pérmico Inferior al Pérmico Medio-Superior (?).

La orientación principal de las estructuras y formas paleogeográficas es NNW-SSE, por ello se consideran oblicuas a la orientación N-S existente desde el Cretácico Superior al Presente, para la estructura de Los Andes. El magmatismo en esos momentos aparece en una evolución continua y de acuerdo a su afinidad geoquímica puede ser relacionado a un margen de subducción continental activo (Charrier et al., 2007).

Las unidades asignadas a este ciclo afloran principalmente en la Cordillera Occidental, en el margen oeste de la zona de estudio (Figura 3.21). Estas unidades son enseñadas en detalle en el mapa geológico adjunto al presente informe.

DC1: Devónico-Carbonífero

Secuencias sedimentarias marinas, en parte transicionales: areniscas cuarzo-feldespáticas, lutitas micáceas, conglomerados. En la Precordillera, Regiones II a III: Formaciones Lila y Chinchas; en la Cordillera Principal, Regiones II y IV: Formaciones Zorritas y Hurtado.

CP3: Carbonífero-Pérmico

Secuencias volcánicas continentales: lavas, domos, tobas y brechas andesíticas a riolíticas con intercalaciones de areniscas, conglomerados y calizas. Incluye cuerpos hipabisales riolíticos.

En la Precordillera y Cordillera Principal, Regiones I a IV: Formaciones Quipisca, Collahuasi, Cas y La Tabla.

CPg: Carbonífero-Pérmico (328 – 235 Ma)

Granitos, granodioritas, tonalitas y dioritas, de hornblenda y biotita, localmente de muscovita. En la Precordillera y Cordillera Principal, Regiones I a IV: Batolitos compuestos, ‘stocks’ y cuerpos hipabisales (Sierra Moreno, Cordillera de Domeyko, Batolito Elqui-Limarí).

PTrg: Pérmico-Triásico (270 – 205 Ma)

Granitos hololeucocráticos, pórfidos graníticos y granodioritas de biotita. En la Cordillera Principal, Regiones III y IV: Batolito Elqui-Limarí (Unidad Ingaguás).

3.3.3 Ciclo Tectónico Preandino.

El ciclo Preandino se desarrolla después de la última fase de ensamble del megacontinente Gondwana y antes del desarrollo del arco magmático del Jurásico Inferior. Durante este ciclo la subducción a lo largo del margen fue interrumpida, o al menos considerablemente disminuida. Este ciclo no refleja tan sólo características del ensamble del megacontinente, sino también refleja características correspondientes a los comienzos del posterior desmembramiento de Gondwana. El Ciclo tectónico Preandino está marcado por el cese de la subducción que comienza durante el Pérmico Superior y termina en el Jurásico Inferior, posteriormente con el renacimiento de la subducción y el comienzo de la actividad magmática asociada (Charrier et al., 2007).

Rocas asociadas a este ciclo son expuestas en afloramientos más o menos continuos con orientación NNW-SSE y se exponen en dos regiones separadas: dentro del norte y centro de Chile, entre los 22° S y 42° S (Figura 3.9) y el sur de Chile, entre los 45° S y 52° S.

En la zona de estudio el Ciclo Tectónico Preandino se expone fundamentalmente en la Precordillera de la II y III Región (Figura 3.21) en escasos afloramientos. A continuación se detallan las unidades descritas en el mapa geológico adjunto al presente informe.

TrJ1c: Triásico-Jurásico Inferior

Secuencias sedimentarias continentales aluviales, fluviales y lacustres: conglomerados, areniscas cuarcíferas y feldespáticas y lutitas carbonosas con intercalación de tobas riolíticas y

lavas basálticas. En la Precordillera de la III Región: Formación La Ternera y Estratos El Mono.

TrJ1m: Triásico-Jurásico Inferior

Secuencias sedimentarias marinas litorales y transicionales: areniscas cuarcíferas, ortoconglomerados, calizas fosilíferas, lutitas y limolitas calcáreas con intercalaciones volcánicas subordinadas. En la Precordillera, Regiones II a III: Estratos de Rencoret y formaciones Quebrada del Salitre, El Profeta (inferior) y Canto del Agua.

TrJ3: Triásico-Jurásico Inferior

Secuencias volcánicas continentales y transicionales: lavas, domos, brechas, basálticos a riolíticos con intercalaciones de areniscas y conglomerados. En la Precordillera, Regiones II y III: Estratos Las Lomas y Formación La Ternera.

3.3.4 Primera Etapa del Ciclo Tectónico Andino.

La primera etapa del ciclo Andino, al norte de los 39° S (Figura 3.14), está caracterizada por el desarrollo de un arco magmático de orientación NS a lo largo de la Cordillera de la Costa y una cuenca de trasarco al este del arco. El nuevo arco magmático se emplaza al oeste del arco Paleozoico y las cuencas de trasarco se desarrollan paralelas al margen continental a diferencia de las cuencas Triásicas (pertenecientes al Ciclo Preandino). El desarrollo de un régimen extensional a lo largo del margen continental durante el Jurásico Inferior y Cretácico Inferior, permitió que existiese una intensa actividad magmática a lo largo del arco y abundante sedimentación en el trasarco. Contemporáneo con el volcanismo, unos pocos batolitos se emplazaron dentro de la sucesión volcánica.

Sólo la porción este del arco Jurásico se conserva en el norte de Chile, mientras que hacia el sur se exponen las raíces del arco y los depósitos volcánicos son más extensos, sugiriendo que el arco tuvo una orientación levemente NW y que la erosión por subducción probablemente destruyó más el margen continental en el norte que en el sur (Charrier et al., 2007).

La deformación en el arco fue concentrada principalmente a lo largo de la Zona de Fallas de Atacama (ZFA), uno de los mayores elementos estructurales en la Cordillera de los Andes de Chile, **la cual se desarrollo por primera vez en esta etapa del ciclo andino.** Esta mega falla tiene una escala continental, es una falla transcurrente, paralela a la fosa, puede ser trazada a lo largo de la Cordillera de la Costa por más de 1.000 km entre Iquique (20° S) y los Vilos (32° S) (Figura 3.1 y Figura 3.16).

En la zona de estudio la Primera Etapa del Ciclo Tectónico Andino aflora muy escasamente y se expone fundamentalmente en la Precordillera de la I y III Región (Figura 3.21) en escasos

afloramientos. A continuación se detallan las unidades descritas en el mapa geológico adjunto al presente informe.

Ji1m: Jurásico Inferior-Medio

Secuencias sedimentarias marinas litorales o de plataforma: calizas, areniscas calcáreas, lutitas, conglomerados y areniscas con intercalaciones volcanoclásticas y lávicas; basaltos almohadillados. En la Cordillera Principal, Regiones III: Formaciones Lautaro.

J1m: Jurásico-Neocomiano

Secuencias sedimentarias marinas carbonatadas y clásticas: calizas, lutitas, areniscas calcáreas, para-conglomerados, niveles de yeso e intercalaciones volcánicas subordinadas. En la Precordillera, Regiones I a III: Formaciones Livilcar, Sierra del Cobre, Quehuita (inferior), Quinchamale (inferior) y El Profeta (superior).

JK1c: Jurásico Superior-Cretácico Inferior

Secuencias sedimentarias continentales aluviales, fluviales y eólicas, en parte transicionales: areniscas, limolitas, lutitas y conglomerados rojos. En la Precordillera, Regiones I a III: Formaciones Chacarilla, Quinchamale y Quehuita (superior), Cerritos Bayos, Llanura Colorada y Quebrada Monardes.

JK1m: Jurásico Superior-Cretácico Inferior

Secuencias sedimentarias marinas litorales o plataformales: calizas, lutitas, areniscas calcáreas, areniscas y coquinas. En la Precordillera, Región III: Formación Pedernales.

Js2c: Jurásico Medio-Superior

Secuencias sedimentarias y volcánicas continentales: rocas epiclásticas, piroclásticas, y lavas andesíticas a riolíticas. En la Cordillera Principal, Regiones III a IV: Formaciones Lagunillas, Algarrobal, Mostazal.

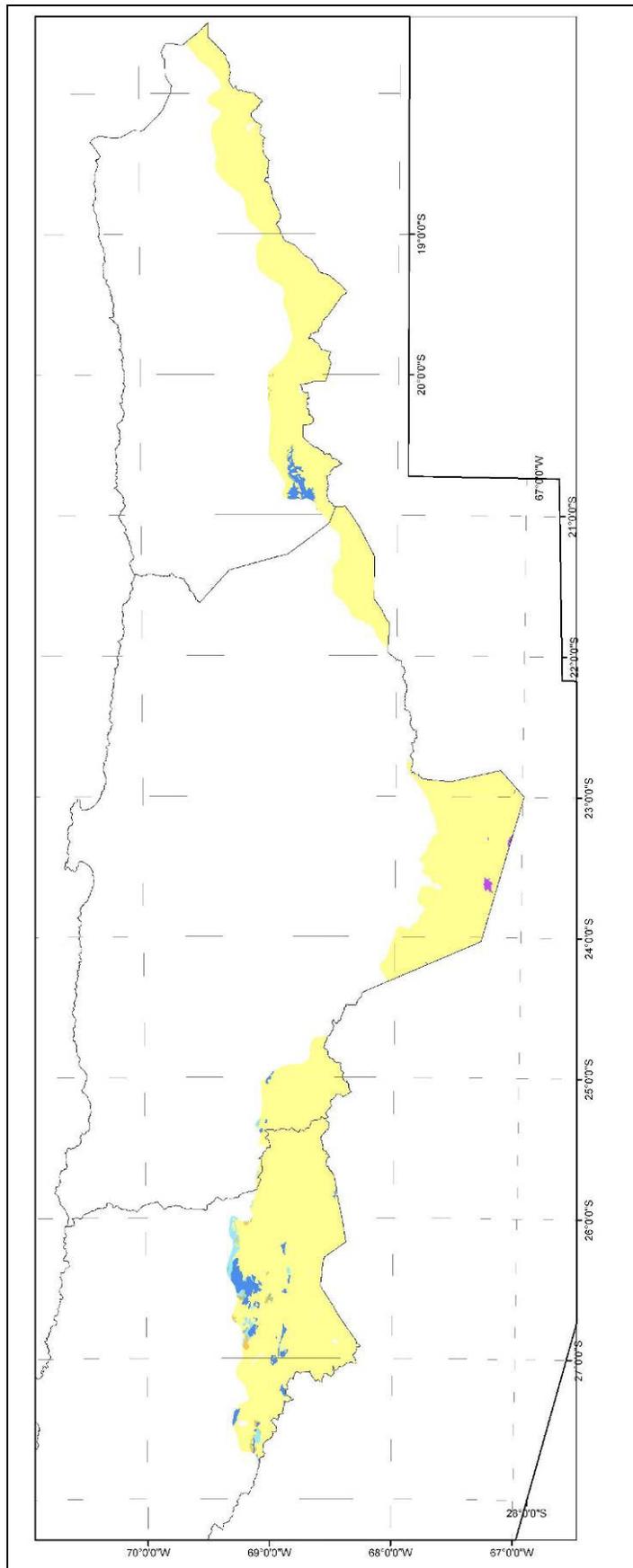


Figura 3.2.1. Mapa en el cual se enseña las unidades geológicas clasificadas según el ciclo tectónico en el cual probablemente se formaron: Ciclo Famantiano (Morado), Ciclo de Gondwana (Azul), Ciclo Pre-Andino (Celeste), 1ª Etapa Ciclo Andino (Verde), 2ª Etapa Ciclo Andino (Naranja) y 3ª Etapa Ciclo Andino (Amarillo).

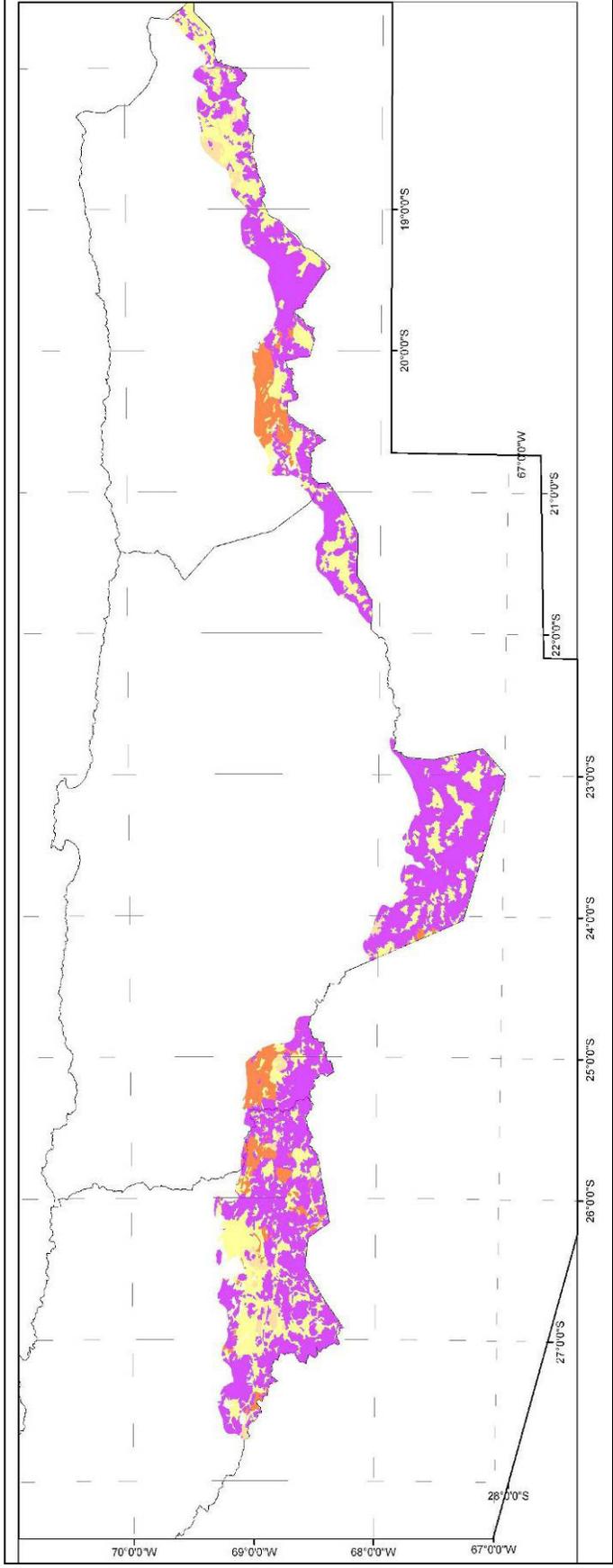


Figura 3.22. Mapa en el cual se enseña las unidades geológicas de la Tercera Etapa del Ciclo Tectónico Andino clasificadas en función de su ambiente de depositación: Depósitos Volcánicos (Morado), Depósitos sedimentarios (Amarillo) y Depósitos Volcanoclásticos (Naranja).

3.3.5 Segunda Etapa del Ciclo Tectónico Andino

La fase tectónica Peruviana marca la separación entre la primera etapa del Ciclo Andino y las etapas posteriores (Segunda y Tercera). Posteriormente a este episodio la organización paleogeográfica de los Andes cambia completamente: el arco magmático migra considerablemente hacia el este, se desarrolla una cuenca de antepaís al oeste del arco en vez de una cuenca de trasarco al este del mismo, y más bien una amplia región en el ante arco se desarrolla como consecuencia de la migración del arco hacia el este. Esta etapa del Ciclo Andino está caracterizada por episodios de extensión que están asociados con intensa actividad magmática. Esta actividad está representada por plutones mayores y depósitos volcánicos andesíticos y riolítico–dacíticos abundantes asociados a grandes calderas. Los depósitos sedimentarios en esta etapa se acumularon en una serie de cuencas controlados por fallas extensionales localizadas a lo largo del arco magmático (Cornejo et al., 2003). La inversión de estas cuencas durante el Cretácico Superior Tardío y/o Paleoceno Inferior fue seguida por el desarrollo de nuevos depocentros (centro de depositación de una cuenca) más al este, donde fueron depositadas sucesiones volcánicas y volcanoclásticas. El final de esta etapa está marcado por un fuerte evento de deformación durante el Eoceno.

A continuación se describen las unidades asignadas a este ciclo en el mapa geológico adjunto.

Ks1c: Cretácico Superior

Secuencias sedimentarias continentales aluviales y lacustres: conglomerados, brechas, areniscas y limolitas rojas con intercalación de tobas riolíticas y lavas andesíticas. En la Precordillera, Regiones I a III: Formaciones Guaviña, Cerro Empexa (inferior) y Purilactis (inferior); Estratos del Leoncito.

Ks2c: Cretácico Superior

Secuencias volcanosedimentarias continentales: rocas epiclásticas y piroclásticas riolíticas, lavas andesíticas y traquíticas. En la Precordillera, Región I a III: Formaciones Quebrada Mala, Llanta, Hornitos.

Ks3i: Cretácico Superior

Secuencias volcánicas continentales: lavas, domos y brechas basálticas a dacíticas con intercalaciones piroclásticas y epiclásticas. En la Precordillera, Regiones I a IV: Formación Cerro Empexa (superior), Estratos del Estanque, Cerro Los Carneros.

Kiag: Cretácico Inferior alto-Cretácico Superior bajo (123 – 85 Ma)

Dioritas y monzodioritas de piroxeno y hornblenda, granodioritas, monzogranitos de hornblenda y biotita. En la Cordillera de la Costa, Regiones II a IV, al este del Sistema de Fallas Atacama – El Romeral y asociados a mineralización de Fe-Cu-Au (Candelaria) y Cu-Au (Andacollo).

Ksg: Cretácico Superior (90 – 65 Ma)

Monzodioritas, granodioritas, gabros y dioritas de piroxeno, biotita y hornblenda; pórfidos andesíticos y dioríticos. En la Precordillera, Regiones I a III.

Pag: Paleoceno (65 – 53 Ma)

Monzodioritas de piroxeno y biotita, granodioritas y granitos de hornblenda y biotita; pórfidos dacíticos y riolíticos, asociados a mineralización tipo pórfido cuprífero y chimeneas de brechas. En la Precordillera, Regiones I a III: Cerro Colorado, Sierra Gorda, Cabeza de Vaca.

3.3.6 Tercera Etapa del Ciclo Tectónico Andino

Esta etapa corresponde a la última etapa del desarrollo Andino, durante el cual Los Andes de Argentina y Chile adoptan su actual configuración. Durante esta etapa el alzamiento de Los Andes tuvo lugar, las unidades morfoestructurales actuales se desarrollaron, el volcanismo alcanza su actual posición y se emplazan los depósitos minerales de cobre post- incaicos.

En el Mioceno Inferior, los segmentos de la dorsal Juan Fernández, de orientación casi este-oeste, comienzan a colisionar con el margen continental del sur de Perú y norte de Chile, migrando hacia el sur a una velocidad de 200 km/Ma (Yáñez et al., 2002).

El Istmo de Panamá comenzó a formarse en el Mioceno Inferior y concluyó en el Plioceno, favoreciendo el Gran Intercambio Biótico Americano, causando el término del gran aislamiento biótico de Sudamérica, comenzado después de la separación de África durante el desmembramiento de Gondwana (Charrier et al., 2007).

La paleogeografía al comienzo de esta etapa estuvo caracterizada por la Cordillera Incaica (Ej.: alzamiento Cordillera de Domeyko), el cual estuvo caracterizado por la inversión del arco magmático o dominio del trasarco existente durante el Paleógeno Inferior (Fase Incaica Principal). La inversión y alzamiento de la Cordillera Incaica durante el Eoceno Medio-Superior fue controlada por varias fallas de rumbo NNE-SSW con vergencia tanto al este como al oeste.

La erosión de los bloques desplazados y alzados por las fallas antes mencionadas entregó aportes de sedimentos a las cuencas existentes al este y oeste de la cordillera en alzamiento. No obstante, la distribución de esos depósitos no es uniforme y, más aún, la Depresión Central se interrumpe en el segmento de “Flat-Slab” (subducción de bajo ángulo) como consecuencia por el mayor alzamiento causado por la colisión de la Dorsal de Juan Fernández.

En este segmento (entre 27° S y 33° S), la Depresión Central no se desarrolla, la actividad volcánica está ausente, y la Cordillera Frontal y las escamas gruesas de la Cordillera Pampeana se desarrollan lejos hacia el este en territorio Argentino. Al norte y sur del “Flat-Slab” se desarrollan fajas plegadas y corridas (Ver Figura 3.2).

El abundante magmatismo Silicio es una de las características más importantes de la actividad volcánica Neógena de la ZVAC. La concentración Miocena a Pliocena de las calderas que componen el Complejo Volcánico Altiplano-Puna (CVAP) pertenecientes a la ZVAC, son por lejos una de las más grandes provincias ignimbríticas eruptivas en el mundo (Schnurr et al., 2007) (Ver Figura 3.3).

Existen buenos estudios de las calderas que conforman el CVAP, ellos incluyen las calderas de: La Pacana (Gardeweg y Ramírez, 1987; Lindsay et al., 2001a, b; Schmitt et al., 2001, 2002), Panizos (Ort, 1993; Ort et al., 1996) y el Complejo Vilama–Coruto (Coira et al., 1996; Soler et al., 2007). Las grandes ignimbritas del CVAP están compuestas por volúmenes eruptivos de varios miles de metros cúbicos y presentan evidencias geoquímicas de poseer una fuente predominantemente cortical.

Existen también importantes evidencias dadas por anomalías de velocidades sísmicas y conductividad eléctrica que delimitan una amplia zona de alta temperatura y fusión parcial emplazada hoy en día en la corteza media bajo la región del plateau Altiplano-Puna (Brasse et al., 2002; Zandt et al., 2003; Schilling et al., 2006). Por ello las ignimbritas son expresiones geológicas de la enorme anomalía termal que existe en la corteza media.

El volcanismo cenozoico del Altiplano y la Puna presentan tres asociaciones temporales y espaciales, las cuales son: (1) Estratovolcanes andesíticos-dacíticos del arco volcánico principal formados en el Mioceno Inferior – Pleistoceno; (2) Depósitos ignimbrítico silicios y lavas que ocurren en el arco volcánico principal y en el trasarco durante el Mioceno Inferior – Plioceno y (3) Pequeños centros volcánicos basálticos formados en el trasarco en el Plioceno – Pleistoceno (Schnurr et al., 2007).

Existen dos importantes diferencias entre el Altiplano y la Puna. La primera es que la Puna tiene en promedio una altura de ca. 4.400 m.s.n.m y es rugosa, en cambio, el Altiplano tiene 3.800 m.s.n.m de altura promedio y es plano. La segunda diferencia es que el Altiplano se encuentra delimitado al este por las Sierras Subandinas que son una faja plegada y corrida de escamas delgadas, mientras que la Puna es delimitada al este por las Sierras Pampeanas y el

Sistema Santa Bárbara que representan un sistema de cabalgamiento en escamas gruesas. Esta diferencia se piensa que influencia directamente en el estilo que se ajusta la deformación y también en la distribución del volcanismo Cuaternario.

El momento en los que se forma el plateau es diferente de norte a sur. El acortamiento y la compresión horizontal a través del Altiplano comenzaron en el Eoceno Superior/Oligoceno Inferior (40 – 35 Ma), se intensifica entre los 29 – 20 Ma y se produce el alzamiento principal con posterioridad a los 10 Ma.

En el plateau sur de la Puna, la compresión comenzó con posterioridad, hace cerca de 20 Ma y continuó hasta 1 – 2 Ma (Marrett et al., 1994; Allmendinger et al., 1997). Riller y Oncken (2003) proponen una progresiva edad menor para el desarrollo del plateau en función de la edad de sedimentación de las cuencas endorreicas.

Dentro de este ciclo se forman casi la totalidad de las unidades que afloran en el área de estudio (Figura 3.21). Los afloramientos están compuestos en su mayoría por depósitos volcánicos y en segundo orden por depósitos sedimentarios (Figura 3.22). Los depósitos volcánicos fueron producidos por la actividad del arco volcánico.

A continuación se describirán las unidades asignadas para la Tercera Etapa del Ciclo Andino enseñadas en el mapa geológico adjunto.

Secuencias Sedimentarias

PE1c: Paleoceno-Eoceno Inferior

Secuencias sedimentarias continentales aluviales, fluviales o lacustres: areniscas, conglomerados, lutitas, niveles evaporíticos y carbonosos. En la Cordillera Principal, Región II: Formaciones Chojfías y Siglia; en la Precordillera, Región II: “Unidad Naranja”.

OM1c: Oligoceno-Mioceno

Secuencias sedimentarias continentales parálicas o aluviales: conglomerados, areniscas, lutitas, calizas y mantos de carbón. En la Cordillera Principal y Precordillera, Regiones I y II: Formaciones Altos de Pica (inferior) y San Pedro.

M1m: Mioceno

Secuencias sedimentarias marinas transgresivas plataformales: areniscas finas, arcillolitas y limolitas.

M1c: Mioceno Inferior-Medio

Secuencias sedimentarias de abanicos aluviales, pedimento o fluviales: gravas, arenas y limos con ignimbritas intercaladas. En las Regiones I a III: Formaciones Diablo, Chucal, Altos de Pica (superior) y Gravas de Atacama.

MP1c: Mioceno Superior-Plioceno

Secuencias sedimentarias clásticas de piedemonte, aluviales, coluviales o fluviales: conglomerados, areniscas y limolitas. En las Regiones I a IV: Formaciones Huaylas, Lauca y Pastos Chicos, Gravas del Copiapó.

MQs: Mioceno-Cuaternario

Depósitos evaporíticos: sulfatos, cloruros, carbonatos y niveles detríticos finos, localmente con Bórax y/o Litio. En los salares, Regiones I a III: salares de Surire, Huasco, Coposa, Pintados, Bellavista, Grande, Atacama, Pedernales y Maricunga.

PPI1: Plioceno-Pleistoceno

Secuencias sedimentarias lacustres: limos y arcillas con intercalaciones de niveles calcáreos, conglomerádicos o piroclásticos. En la Cordillera Principal, Regiones I y II: Formaciones Lauca, Chiuchiu y El Tambo.

PPI1c: Plioceno-Pleistoceno

Conglomerados, areniscas, limolitas y arcillolitas, generalmente consolidados, de facies principalmente aluviales, subordinadamente lacustres y eólicas. En las Regiones I a III forman abanicos aluviales inactivos.

PPI1r: Plioceno-Pleistoceno

Depósitos de remoción en masa: brechas polimícticas con matriz de arena/limo en proporción variable, de flujo o deslizamiento gravitacional. En la Cordillera Principal: flujos de detritos de las quebradas Lluta y Camarones (Región I).

Qe: Pleistoceno-Holoceno

Depósitos eólicos: arenas finas a medias con intercalaciones bioclásticas en dunas y barjanas tanto activos como inactivos.

Q1g: Pleistoceno-Holoceno

Depósitos morrénicos, fluvio-glaciales y glacialacustres: diamictos de bloques y matriz de limo/arcilla, gravas, arenas y limos. En la Cordillera Principal, Regiones I a IV.

Qa: Pleistoceno-Holoceno

Depósitos aluviales, subordinadamente coluviales o lacustres: gravas, arenas y limos. En la Depresión Central, Regiones I a III: abanicos aluviales.

Q1: Pleistoceno-Holoceno

Depósitos aluviales, coluviales y de remoción en masa; en menor proporción fluvio-glaciales, deltaicos, litorales o indiferenciados.

Secuencias Volcano Sedimentarias

EO2c: Eoceno-Oligoceno

Secuencias volcanosedimentarias: brechas volcanoclásticas, tobas cineríticas y areniscas tufáceas, intercalaciones evaporíticas (yeso), limolitas y calizas lacustres. En la Cordillera Principal, Región III: estratos Llano Gases Blancos y Río Nevado (Aldebarán).

OM2c: Oligoceno-Mioceno

Secuencias volcanosedimentarias: lavas basálticas a dacíticas, rocas epiclásticas y piroclásticas. En la Cordillera Principal, Regiones I a III: Formaciones Lupica y Escabroso.

M2c: Mioceno Inferior-Medio

Secuencias volcanosedimentarias continentales: tobas, areniscas y tufitas.

Secuencias Volcánicas

PE3i: Paleoceno-Eoceno Inferior

Secuencias y complejos volcánicos continentales: lavas y domos, andesítico-basálticos a dacíticos, con intercalaciones de rocas piroclásticas y epiclásticas. En la Precordillera, Regiones II y III: Formaciones Cinchado, Augusta Victoria y Chile – Alemania.

E3: Eoceno

Secuencias y centros volcánicos continentales: lavas y brechas basálticas a andesíticas con intercalaciones de rocas piroclásticas y domos riolíticos. En la Precordillera, Regiones I y II: Formación Icanche y Estratos del Cerro Casado.

OM3t: Oligoceno-Mioceno

Secuencias piroclásticas dacíticas a riolíticas asociadas a calderas de colapso. En la Cordillera Principal, Regiones I a III: Formación Oxaya, ignimbritas Río Frío y Los Terneros.

M3t: Mioceno Inferior-Medio

Secuencias piroclásticas dacíticas a riolíticas asociadas a calderas de colapso. En la Cordillera Principal, Regiones I a III: Ignimbritas Huasco, Maricunga y Vega Helada.

M3i: Mioceno Inferior-Medio

Complejos volcánicos parcialmente erosionados y secuencias volcánicas: lavas, brechas, domos y rocas piroclásticas andesítico-basálticas a dacíticas. En la Cordillera Principal, Regiones I a III: complejos volcánicos Doña Inés y Ojos de Maricunga.

M3av: Mioceno Inferior-Medio

Depósitos de avalancha volcánica asociados a colapso parcial de estratovolcanes; depósitos de remoción en masa gravitacionales. En la Cordillera Principal, Regiones I y III.

Ms3i: Mioceno Superior

Centros y secuencias volcánicas: lavas, domos y depósitos piroclásticos, andesíticos a dacíticos, con intercalaciones aluviales, asociados a depósitos epitermales de Au-Ag. En la

Cordillera Principal, Regiones I a IV: volcanes Choquelimpie, Copiapó, Wheelwright y Formación Vacas Heladas.

Ms3t: Mioceno Superior

Ignimbritas dacíticas a riolíticas y depósitos piroclásticos asociados a estratovolcanes. En la Cordillera Principal, Regiones I a IV: Ignimbritas Ujina, Sifón, San Andrés, Grande y Formación Vallecito.

P3i: Plioceno

Centros volcánicos: lavas, domos y depósitos piroclásticos andesíticos a dacíticos, conos de piroclastos y lavas basálticas a andesítico-basálticas. En la Cordillera Principal, Regiones I a III: volcanes Larancagua, Miño, Peñas Blancas y Laguna Escondida.

P3t: Plioceno

Depósitos piroclásticos dacíticos a riolíticos parcialmente soldados. Principalmente en la Cordillera Principal, Regiones I a III: Ignimbritas Lauca, Puripicar, Atana, Tucúcaro, Patao y Laguna Verde.

PI3t: Pleistoceno

Depósitos piroclásticos principalmente riolíticos, asociados a calderas de colapso. En la Depresión Central y valles de la Cordillera Principal.

Q3av: Cuaternario

Depósitos de avalancha volcánica, asociados a colapso parcial de edificios volcánicos. En la Cordillera Principal, Regiones I a III: avalanchas de Parinacota, Ollagüe y Socompa.

Q3i: Cuaternario

Estratovolcanes y complejos volcánicos: lavas basálticas a riolíticas, domos y depósitos piroclásticos andesítico-basálticos a dacíticos; principalmente calcoalcalinos. En la Cordillera Principal, Regiones I a III: volcanes Tarapacá, Parinacota, Láscar y Ojos del Salado.

Q3t: Cuaternario

Depósitos de flujo piroclástico, localmente soldados. En la Cordillera Principal, Regiones I a III: Ignimbritas Tuyajto, Cajón, Chato Aislado.

Rocas Intrusivas**Eg: Eoceno (52 – 33 Ma)**

Granodioritas, tonalitas y dioritas cuarcíferas de hornblenda y biotita, dioritas y monzodioritas de piroxeno y biotita; pórfidos dacíticos y riolíticos. En la Precordillera y Cordillera Principal, Regiones I a V.

OM3: Oligoceno-Mioceno

Secuencias y centros volcánicos intermedios a ácidos: lavas, brechas, domos y rocas piroclásticas andesíticos a riolíticos. En la Precordillera y Cordillera Principal, Región III: complejos volcánicos de la 'Franja de Maricunga'.

Og: Oligoceno (33 – 24 Ma)

Granodioritas, monzogranitos, tonalitas, dioritas de hornblenda y biotita; gabros. En la Precordillera, Región I: Batolito Yabricoya o Yarbicoya.

4 CONCLUSIONES

Para la elaboración de este informe se han revisado numerosas referencias bibliográficas con el objeto de elaborar una síntesis de la geología del norte de Chile con énfasis en el Altiplano y la Puna. Los documentos que más han aportado en este sentido son el Mapa Geológico Escala 1:1.000.000 de SERNAGEOMIN y la publicación "*The Geology of Chile*" publicado por "*The Geological Society of London*" en 2007.

La evolución geológica de Chile ha sido descrita en 5 grandes ciclos tectónicos: ciclos tectónicos Pampeano, Famantiano, de Gondwana, Preandino y Andino, donde han ocurrido los procesos que han dado origen a lo que hoy podemos estudiar y, para los ciclos más recientes, observar en terreno.

El Ciclo Tectónico Andino comienza en el Jurásico Inferior cuando el período de movimiento de placas inactivo se reanuda con una zona de subducción activa en el margen oeste de Gondwana, durante los comienzos del desmembramiento del megacontinente. La evolución temprana de este ciclo al norte de los 39° S está caracterizada por el desarrollo de un arco magmático paralelo al margen oeste de Gondwana con cuencas de trasarco en el lado este del arco. En contraste, la evolución tardía (Cretácico Superior y Cenozoico) está caracterizada por una migración gradual a una posición más hacia el este del arco magmático y por el desarrollo de cuencas de antepaís al oeste del arco. La actual configuración de los Andes de Argentina y Chile se alcanza durante la Tercera Etapa, y última, del ciclo tectónico Andino. Es durante esta etapa cuando se produce el principal alzamiento de la Cordillera de Los Andes y se desarrollan las unidades morfoestructurales actuales, entre ellas la unidad morfológica-estructural conocida como Altiplano - Puna. El volcanismo alcanza su actual posición y se emplazan los depósitos minerales de cobre post- Incaicos.

El Altiplano - Puna configura una gran unidad morfotectónica que representa una cuenca intramontañosa de más de 200 km de largo con una altitud de entre 3.800 (~4.000) a 4.500 m. Esta región de América del Sur se encuentra en el norte de Chile, el centro y sur de Perú, la parte occidental de Bolivia y el noroeste de Argentina. El relleno sedimentario tiene una edad Mesozoica a Cenozoica y alcanza localmente un espesor de 10.000 m. Se encuentra limitada al este y al oeste por enormes cadenas montañosas: Cordilleras Oriental y Occidental, respectivamente. La primera alcanza altitudes de hasta 7.000 m mientras que la segunda alcanza altitudes entre 5.000 y 6.000 m. Se distinguen dos importantes diferencias entre el Altiplano y la Puna (ubicada más al sur). La primera es que la Puna tiene una altura promedio de casi 4.400 m.s.n.m. y es rugosa, mientras que el Altiplano tiene una altura promedio de 3.800 m.s.n.m. y es plano. La segunda diferencia corresponde al límite este de ambas zonas; en el caso del Altiplano, tiene a las Sierras Subandinas, en cambio la Puna tiene las Sierras Pampeanas y el Sistema Santa Bárbara. Estos grupos o unidades difieren por el tipo de

cabalgamiento con que se encuentran dispuestas, generado por el tipo de deformación y el volcanismo existente.

Más del 90% de las rocas que están expuestas en superficie en el Altiplano-Puna fueron formadas durante la Tercera Etapa del ciclo tectónico Andino y por lo tanto corresponde a una de las zonas más jóvenes del territorio descrito. Los afloramientos en ambas zonas están compuestos en su mayoría por depósitos volcánicos y en segundo orden por depósitos sedimentarios.

El volcanismo Cenozoico del Altiplano y la Puna presentan tres asociaciones temporales y espaciales, las cuales son: (1) Estratovolcanes andesíticos-dacíticos del arco volcánico principal formados en el Mioceno Inferior – Pleistoceno; (2) Depósitos ignimbrítico silicios y lavas que ocurren en el arco volcánico principal y en el trasarco durante el Mioceno Inferior – Plioceno y (3) Pequeños centros volcánicos basálticos formados en el trasarco en el Plioceno – Pleistoceno.

El abundante magmatismo silicio es una de las características más importantes de la actividad volcánica Neógena de la zona volcánica de Los Andes Centrales. La concentración Miocena a Pliocena de las calderas que componen el Complejo Volcánico Altiplano-Puna es por lejos una de las más grandes provincias ignimbríticas eruptivas en el mundo. Las grandes ignimbritas del Complejo Volcánico Altiplano-Puna están compuestas por volúmenes eruptivos de varios miles de metros cúbicos y presentan evidencias geoquímicas de poseer una fuente predominantemente cortical. Existen también importantes evidencias dadas por anomalías de velocidades sísmicas y conductividad eléctrica que delimitan una amplia zona de alta temperatura y fusión parcial emplazada hoy en día en la corteza media, bajo la región del plateau Altiplano-Puna. Por ello las ignimbritas son expresiones geológicas de la enorme anomalía termal que existe en la corteza media.

5 REFERENCIAS

- Allmendinger, R.W., Jordan, T.E., Kay, S.M., Isacks, B.L., 1997. The evolution of the Altiplano–Puna plateau of the Central Andes. *Annual Reviews in Earth and Planetary Science Letters* 25, 139–174.
- Aspden, J.A., McCourt, W.J. (1986). Mesozoic oceanic terrane in the Central Andes of Colombia. *Geology* 14, 415-418.
- Aubouin, J., Borrello, A., Cecioni, G., Charrier, R., Chotin, P., Frutos, J., Thiele, R. & Vicente, J.-C. 1973. Esquisse paléogéographique et structurale des Andes méridionales. *Revue de Géographie Physique et Géologie Dynamique*, 15(1/2), 11–72.
- Baeza, L. and Pichowiak, S. 1988. Ancient crystalline basement provinces in the North Chilean Central Andes - relics of continental crust development since the Mid-Proterozoic. In: Bahlburg, H., Breilcreuz, C. and Giese, P. (eds.): *The Southern Central Andes, Lecture Notes in Earth Sciences* 17, 3-24.
- Bahlburg, H. y Breilcreuz, C. 1991. Paleozoic evolution of active margin basins in the southern Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 4, 171–188
- Bahlburg, H. & Hervé, F. 1997. Geodynamic evolution and tectonostratigraphic terranes of northwestern Argentina and northern Chile. *GSA Bulletin*, 109, 869–884.
- Bahlburg, H., Moya, c., Zimmermann, U., Bock, B. & Hervé, F. 2000. Paleozoic plate-tectonic evolution of the Western Gondwana margin in northern Chile and north western Argentina. In: MILLER, H. & HERVÉ, F. (coordinators) *Geoscientific Cooperation with Latin America, Zeitschrift für Angewandte Geologie*, 1, 345–354.
- Baker, M., (1981). The nature and distribution of upper cenozoic ignimbrite centres in the Central Andes, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 11, 293–315.
- Basei, M., A., Charrier, R. y Hervé, F. (1996). New ages (U-Pb, Rb-Sr, K-Ar) from supposed Precambrian units in northern Chile: Some geotectonic implications. *Third ISAG, Saint Malo, France*.
- Bond, M. y García, M. 2002. Nuevos restos de toxodonte (Mamalia, Notoungulata) en estratos de la Formación Chucal, Mioceno, Altiplano de Arica, norte de Chile. *Revista Geológica de Chile*, 29, 81–92.
- Brasse, H., Lezaeta, P., Rath, V., Schwalenberg, K., Soyer, W., Haak, V., 2002. The Bolivian Altiplano conductivity anomaly. *Journal of Geophysical Research*. (107: 10.1029/2001JB000391).
- Cahill, T. & Isacks, B.L. 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *Journal of Geophysical Research*, 97, 17503–17529
- Cecioni, G. y Frutos, J. 1975. Primera noticia sobre el hallazgo de Palaeozoico Inferior marino en la zona de la Sierra de Almeida, Norte de Chile. *Actas 1er. Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía*, 1, 191–207.

- Charrier, R. y Munizaga, F. 1979. Edades K-Ar de vulcanitas cenozoicas del sector cordillerano del río Cachapoal (34°15' de latitud Sur). *Revista Geológica de Chile*, 7, 41–51.
- Charrier, R., Chávez, A. N., Elgueta, S. et al. 2005. Rapid tectonic and paleogeographic evolution associated with the development of the Chucal Anticline and the Chucal-Lauca Basin in the Altiplano of Arica, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 19, 35–54.
- Charrier, R., Pinto, L. y Rodríguez, M.P. 2007. Tectono-stratigraphic evolution of the andean orogen in Chile. *The Geology of Chile*, Chapter 3. Spec. Publ. Geological Society, London.
- Chong, G. 1973. Reconocimiento geológico del área Catalina, Sierra de Varas y estratigrafía del Jurásico del Profeta, Provincia de Antofagasta. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, Memoria.
- Coira, B., Davidson, C., Mpodozis, C., Ramos, V. 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth-Science Reviews*, Special Issue, 18, 303–332.
- Coira, B., Caffè, P.J., Kay, S.M., Diaz, A., Ramirez, A., 1996. The Vilama volcanic complex—an upper Cenozoic caldera system in the Puna, Jujuy. *Actas del Congreso Geológico Argentino* 13, 3, 603–620 (in Spanish).
- Cornejo, P., Matthews, S. y Pérez, C. 2003. The “K-T” compressive deformation event in northern Chile (24°–27°S). *Proceedings 10th Congreso Geológico Chileno*, Concepción.
- Cornejo, P., Mpodozis, C., Rivera, O. y Matthews, S. J. 2006. Carta Exploradora, Regiones de Antofagasta y Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Santiago, Chile, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 1:100.000.
- Damm, W., Pichowiak, S. y Todt, W. 1986. Geochemie, Petrologie und Geochronologie der Plutonite und des metamorphen Grundgebirges in Nordchile. *Berliner geowissenschaftliche Abhandlungen (A)*, 66, 73–146
- Damm, W., Pichowiak, S., Harmon, R. S., Todt, W., Kelley, S., Omarini, R. y Niemeyer, H. 1990. Pre-Mesozoic evolution of the Central Andes, the basement revisited. In: MAHLBURG, K. S. & RAPELA, C. W. (eds) *Plutonism from Antarctica to Alaska*. Geological Society of America, Special Papers, 241, 101–126.
- David, C (2007). Comportamiento actual del ante-arco y del arco del codo de Arica en la orogénesis de los Andes Centrales. *Tesis de Doctorado en Ciencias, Mención Geología, Departamento de Geología, Universidad de Chile*, 299 p.
- de Silva, S., (1989). Altiplano-Puna volcanic complex of the central Andes, *Geology*, 17, 1102–1106.
- de Silva, S.L., Zandt, G., Trumbull, R.B., Viramonte, J.G., Salas, G., Jimenez, M., 2006. Large-scale silicic volcanism in the Central Andes — a tectonomagmatic perspective. In: Troise, C., deNatale, G., Kilburn, C.R.J. (Eds.), *Mechanisms of Activity and Unrest at Large Calderas*, 269. *Geol. Soc. London Special Publication*, pp. 47–63.

- Díaz, M., Cordani, U.G., Kawashita, K., Baeza, L., Venegas, R., Herve, F. and Munizaga, F. (1985). Preliminary radiometric ages from the Mejillones Peninsula, Northern Chile. *Comunicaciones* **35**:59-67. Santiago.
- Díaz-Martínez, E., Mamet, B., Isaacson, P. E., Grader y G. W. (2000). Permian marine sedimentation in northern Chile: new paleontological evidence from the Juan de Morales Formation, and regional paleogeographic implications. *J. South American Earth Sciences* **13**. 511-525.
- Farías, M. (2003). Evolución morfo-tectónica cenozoica y la sismicidad superficial del piedemonte altiplánico chileno entre los 19°25'S–19°45'S. *Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago*.
- Farías, M., R. Charrier, D. Comte, J. Martinod y G. Hérail (2005). Late Cenozoic deformation and uplift of the western flank of the Altiplano: Evidence from the depositional, tectonic, and geomorphologic evolution and shallow seismic activity (northern Chile at 19°30'S). *Tectonics* **24**, TC4001, doi:10.1029/2004TC001667.
- Flynn, J. J., Croft, A. C., Charrier, R., Wyss, A. R., Hérail, G. y García, M. 2005. New Mesotheriidae (Mammalia, Notoungulata, Typotheria), geochronology and tectonics of the Caragua area, northernmost Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 19, 55–74
- Galli, C. y Dingman, R. 1962. Cuadrángulos Pica, Alca, Matilla y Chacarilla, con un estudio de aguas subterráneas, Provincia de Tarapacá. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile, 1:50.000, 3(2–5).
- Galli (1968). Cuadrángulo Juan de Morales, Provincia de Tarapacá. Instituto de Investigaciones Geológicas de Chile carta 18, escala 1:50,000, 53 p.
- Gansser, A. (1973). Facts and theories on the Andes. *Journal geological Society London* 129, 93-131.
- García, F. 1967. Geología del Norte Grande de Chile. Sociedad Geológica de Chile, Santiago, Simposio sobre el Geosinclinal Andino, Publicación 3.
- García, M. (1996). Geología y estructura del borde del Altiplano occidental, en el área de Belén (Chile). Tesis, Departamento de Geol., Universidad de Chile, Santiago.
- García, M., Gardeweg, M., Clavero, J. y Hérail, G. 2004. Hoja Arica. Región de Tarapacá. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Carta Geológica de Chile 84.
- García, M. y Hérail, G. 2005. Fault-related folding, drainage network evolution and valley incision during the Neogene in the Andean Precordillera of Northern Chile. *Geomorphology*, 65, 279–300.
- Gardeweg, M., Ramírez, C.F., 1987. The La Pacana caldera and the Atana ignimbrite—a major ash-flow and resurgent caldera complex in the Andes of northern Chile. *Bulletin of Volcanology* 49, 547–566.
- Godoy, E. y Lara, L. 1998. Hojas Chañaral y Diego de Almagro, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile, 1:100.000, 5–6.

- Hammerschmidt, K., Döbel, R. y Friedrichsen, H. 1992. Implication of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of Tertiary volcanic rocks from the north-Chilean Precordillera. *Tectonophysics*, 202, 55–81.
- Harambour, S. (1990). Geología pre-cenozoica de la Cordillera de los Andes entre las quebradas Aroma y Juan de Morales, I Región. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.
- Harrington, H. H. 1961. Geology of parts of Antofagasta and Atacama Provinces of Northern Chile. *AAPG Bulletin*, 45, 168–197.
- Hartley, A. J., May, G., Chong, G., Turner, P., Kape, S. J. y Jolley, E. J. 2000. Development of a continental forearc: A Cenozoic example from the Central Andes, northern Chile. *Geology*, 28, 331–334.
- Hervé, F., Davidson, J., Godoy, E., Mpodozis, C. y Covacevich, V. 1981. The Late Paleozoic in Chile: stratigraphy, structure and possible tectonic framework. *Revista da Academia do Ciencias Brasil*, 53, 361–373
- Hervé, M., Faundez V., Calderon M., Massonne H., Willner A. (2007). Metamorphic and plutonic basement complexes. *The Geology of Chile*, Chapter 2. Spec. Publ. Geological Society, London.
- Hervé, M. 1987. Movimiento sinistral en el Cretácico Inferior de la Zona de Falla de Atacama al norte de Paposo (24°S), Chile. *Revista Geológica de Chile*, 31, 37–42.
- Huete, C., Maksaev, V., Moscoso, R., Ulricksen, C. y Vergara, H. 1977. Antecedentes geocronológicos de rocas intrusivas y volcánicas de la Cordillera de los Andes comprendida entre la Sierra de Moreno y el Rio Loa, y los 21° y 22° de latitud Sur, II Región, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 4, 35–41.
- Iriarte, S., Arévalo, c. y Mpodozis, C. 1999. Mapa Geológico de la Hoja La Guardia, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Mapas Geológicos 13, escala 1:100.000.
- Isacks, B. L. (1988). Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian Orocline. *J. Geophys. Res.* **93**, 3211 – 3231.
- Jordan, T., B. Isacks, R. Allmendinger, J. Brewer, V. Ramos, and C. Ando. (1983). Andean tectonics related to geometry of the subducted Nazca plate, *Geol. Soc. Am. Bull.* **94**, 341-361.
- Ladino, M. 1998. Geología de la parte oriental de los Cuadrángulos Quebrada Chug-Chug y Cerros de Montecristo, Región de Antofagasta, Chile. Thesis, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.
- Lahsen, A. (1982). Upper Cenozoic volcanism and tectonism in the Andes of Northern Chile, *Earth Science Reviews*, 18, 285–302.
- Llambías, E. J. y Sato, A. M. 1995. El batolito de Colangüil: transición entre orogénesis y anorogénesis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50, 111–131.

- Loewy, S. L., Connelly, J. N. y Dalziel, I. W. D. 2004. An orphaned basement block: The Arequipa–Antofalla Basement of the central Andean margin of South America. *Geological Society of America Bulletin*, 116, 171–187.
- Lindsay, J.M., de Silva, S., Trumbull, R., Emmermann, R., Wemmer, K., 2001a. La Pacana caldera, Chile: a re-evaluation of the stratigraphy and volcanology of one of the world's largest resurgent calderas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 106, 145–173.
- Lindsay, J.M., Schmitt, A.K., Trumbull, R.B., de Silva, S.L., Siebel, W., Emmermann, R., 2001b. Magmatic evolution of the La Pacana Caldera system, Central Andes, Chile: compositional variation of two cogenetic, large-volume felsic ignimbrites and implications for contrasting eruption mechanisms. *Journal of Petrology* 42, 459–486.
- Lucassen, ff, Becchio, R., Wilke, H. G., Franz, G., Thirlwall, M. F., Viramonte, J. y Wemmer, K. 2000. Proterozoic–Paleozoic development of the basement of the Central Andes (18–26S) – a mobile belt of the South American craton. *Journal of South America Earth Sciences*, 13, 697–715.
- Marinovic, N., Smoje, I., Makshev, V., Hervé, M., Mpodozis, C. 1995. Hoja Aguas Blancas, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Carta Geológica de Chile, 70.
- Marinovic, N. y García, M. 1999. Hoja Pampa Unión. Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Mapas Geológicos 9, 1:100.000.
- Marioth, R. y Bahlburg, H. 2003. Characterisation and quantification of thermal and diagenetic processes in the Carboniferous accretionary prism (Chañaral Melange) in northern Chile. IGCP 436 Final Symposium: Evolution of the Gondwana margin. In X Congreso Geológico Chileno, Actas.
- Marrett, R.A., Allmendinger, R.W., Alonso, R.N., Drake, R.E., 1994. Late Cenozoic tectonic evolution of the Puna Plateau and adjacent foreland, northwestern Argentine Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 7, 179–207.
- Martin, M. W., Clavero, J. y Mpodozis, C. 1999. Late Palaeozoic to Early Jurassic tectonic development of the high Andean Principal Cordillera, El Indio region, Chile (29°–30°S). *Journal of South American Earth Sciences*, 12, 33–49.
- Moraga, A., Chong, G., Fortt, M. A. y Henríquez, H. 1974. Estudio geológico del Salar de Atacama, Provincia de Antofagasta. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín 29
- Mortimer, C. y N. Saric (1972). Landform evolution in the coastal region of Tarapacá Province, Chile. *Rev. Geomorphol. Dyn.* 21(2), 162 – 170.
- Mortimer, C. y N. Saric (1975). Cenozoic studies in northernmost Chile. *Geol. Rundsch.* 64, 395 – 420.
- Mpodozis, C. y Ramos, V. A. 1989. The Andes of Chile and Argentina. In: ERICKSEN, G. E., CAÑAS, M. T. & REINEMUND, J. A. (eds) *Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Energy Resources*. Circum-Pacific Council for Energy and Hydrothermal

- Resources, American Association of Petroleum Geologists, Houston, Texas, Earth Science Series, 11, 59–90.
- Mpodozis, C. y Kay, S. M. 1990. Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana: Andes chilenos (28–31°S). *Revista Geológica de Chile*, 17, 153–180.
- Mpodozis, C., Arriagada, C., Basso, M., Roperch, P., Cobbold, P. y Reich, M. 2005. Late Mesozoic to Paleogene stratigraphy of the Salar Atacama Basin, Antofagasta, Northern Chile: implications for the tectonic evolution of the Central Andes. *Tectonophysics*, 399(1–4), 125–154.
- Muñoz, N., Elgueta, S., Harambour, S. (1988). El Sistema Jurásico (Formación Livilcar) en el curso superior de la quebrada Azapa, I Región: implicancias paleogeográficas. *Congreso Geológico Chileno No. 5, Actas, Vol. 1, p. A403-A415. Santiago.*
- Muñoz, N., Charrier, R. y Pichowiak, S. 1989. Cretácico Superior volcánico-sedimentario (Formación Quebrada Mala) en la Región de Antofagasta, Chile, y su significado geotectónico. In: Spalletti, L. (ed.) *Contribución a los Simposios sobre el Cretácico de América Latina, Parte A: Eventos y Registro Sedimentario. Buenos Aires, 133–148.*
- Muñoz, N., y R. Charrier (1996). Uplift of the western border of the Altiplano on a westvergent thrust system, northern Chile. *J. S. Am. Earth Sci.* 9, 171 – 181.
- Muñoz, N., Charrier, R. y Radic, J. P. 2000. Formación de la Cordillera de Sal por propagación de fallas y plegamiento por despegue, II Región, Chile. *Proceedings 9th Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, 2, 604–608.*
- Niemeyer, H. 1984. La megafalla Tucúcaro en el extremo sur del Salar de Atacama: Una Antigua zona de cizalle reactivada en el Cenozoico. *Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, Comunicaciones, 34, 37–45.*
- Niemeyer, H. 1989. El Complejo Igneo-Sedimentario del Cordón de Lila, Región de Antofagasta: significado tectónico. *Revista Geológica de Chile*, 16(2), 163–181
- Niemeyer, H., Venegas, R., González, C. R. y Aceñolaza, F. G. 1997. Los terrenos Paleozoicos del Salar de Navidad, Región de Antofagasta, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 24(2), 123–143.
- Ort, M.H., 1993. Eruptive processes and caldera formation in a nested downsag-collapse caldera: Cerro Panizos, Central Andes mountains. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 56, 221–252.
- Ort, M., Coira, B.L., Mazzoni, M.M., 1996. Generation of a crustmantlemagma mixture: magma sources and contamination at Cerro Panizos, central Andes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 123, 308–322.
- Pacci, D., Hervé, F., Munizaga, F., Kawashita, K., Cordani, U. (1980). Acerca de la edad Rb/Sr precámbrica de rocas de la Formación Esquistos de Belén, Departamento de Parinacota. *Revista Geológica de Chile* 11, 43-50.

- Pinto, L., Hérail, G. y Charrier, R. 2004. Sedimentación sintectónica asociada a las estructuras neógenas en el borde occidental del plateau andino en la zona de Moquella (19°15'S, Norte de Chile). *Revista Geológica de Chile*, 31(1), 19–44.
- Ramos, V. A. 1994. Terranes of southern Gondwanaland and their control in the Andean structure (30°–33°S latitude). In: REUTTER, K.-J., SCHEUBER, E. & WIGGER, P. (eds) *Tectonics of the Southern Central Andes*. Springer, Berlin, 249–261.
- Rebolledo, S. y Charrier, R. 1994. Evolución del basamento Paleozoico en el área de Punta Claditas, Región de Coquimbo, Chile (31–32° S). *Revista Geológica de Chile*, 21(1), 55–69.
- Reutter, K.-J. 2001. Le Ande centrali: elemento di un'orogenesi di margine continentale attivo. *Acta Naturalia de l'Ateneo Parmense*, 37(1/2), 5–37.
- Ribba, L., Mpodozis, C., Hervé, F., Nasi, C. y Moscoso, R. 1988. El basamento del valle del Tránsito, Cordillera de Vallenar: Eventos magmáticos y metamórficos y su relación con la evolución paleozoica de los Andes Chileno-Argentinos. *Revista Geológica de Chile*, 15, 129–149.
- Riller, U., Oncken, O., 2003. Growth of the Central Andean Plateau by tectonic segmentation is controlled by the gradient in crustal shortening. *Journal of Geology* 111, 367–384.
- Rivano, S. y Sepúlveda, P. 1991. Hoja Illapel, Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Carta Geológica de Chile, 69.
- Roperch, P., F. Megard, L.A.J. Carlo, T. Mourier, T.M. Clube, and C. Noblet, (1987). Rotated oceanic blocks in western Ecuador, *Geophys. Res. Lett.* 14, 558-561.
- Sepúlveda, P. y Naranjo, J. A. 1982. Hoja Carrera Pinto. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, 53, Escala 1:100.000.
- Schilling, F.R., Trumbull, R.B., Brasse, H., Haberland, C., Asch, G., Bruhn, D., Haak, V., Giese, P., Mai, K., Munoz, M., Ramelow, J., Rietbrock, A., Ricaldi, E., Vietor, T., 2006. Partial Melting in the Central Andean Crust, A Review of Geophysical, Petrophysical, and Petrologic Evidence. In: Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H.-J., Ramos, V.A., Strecker, M.R., Wigger, P. (Eds.), *The Andes — Active Subduction Orogeny*. *Frontiers in Earth Science Series*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, pp. 460–474.
- Schmitt, A.K., de Silva, S.L., Trumbull, R.B., Emmermann, R., 2001. Magma evolution in the Purico ignimbrite complex, northern Chile: evidence for zoning of a dacitic magma by injection of rhyolitic melts following mafic recharge. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 140, 680–700.
- Schmitt, A.K., Lindsay, J.M., deSilva, S., Trumbull, R.B., 2002. U–Pb zircon chronostratigraphy of early-Pliocene ignimbrites from La Pacana, north Chile: implications for the formation of stratified magma chambers. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 120, 43–53.
- Schnurr, W.B.W., Trumbull R.B., Clavero J., K. Hahne b, Siebel W., Gardeweg M. 2007. Twenty-five million years of silicic volcanism in the southern central volcanic zone of the Andes: Geochemistry

- and magma genesis of ignimbrites from 25 to 27 °S, 67 to 72 °W. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 166, 17–46.
- Schroder, W., and G. Worner (1996). Widespread cenozoic ignimbrites in N-Chile, W-Bolivia and S-Peru (17°-20°S/71°-68°E): Stratigraphy, extension, correlation and origin, III ISAG, pp. 17–19.
- SERNAGEOMIN, 2003. Mapa Geológico de Chile: versión digital. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital, No. 4 (CD-ROM, versión 1.0, 2003). Santiago.
- Skarmeta, J. 1983. The structural geology of the Sierra de Moreno, northern Chile. Thesis, University of London.
- Soler, M.M., Caffè, P.J., Coira, B.L., Onoe, A.T., Kay, S.M., 2007. Geology of the Vilama caldera: a new interpretation of a largescale explosive event in the Central Andean plateau during the Upper Miocene. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 164, 27–53.
- Somoza, R. 1998. Updated Nazca (Farallon) – South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*, 11, 211–215.
- Stern, C., (2004). Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting, *Revista Geológica de Chile*, 31, 161–206.
- Stipanovic, P. N. 2001. Antecedentes geológicos y paleontológicos. In: ARTABE, A. E., MOREL, E. M. & ZAMUNER, A. B. (eds) *El Sistema Triásico en la Argentina*. Fundación Museo de La Plata “Francisco Pascasio Moreno”, La Plata, Argentina, 1–21
- Suárez, M. y Bell, M. 1992. Triassic rift-related sedimentary basins in northern Chile (24°–29°S). *Journal of South American Earth Sciences*, 6, 109–121.
- Tassara, A., (2005). Interaction between the Nazca and South American plates and formation of the Altiplano Puna plateau: Review of a flexural analysis along the Andean margin (15_34_S), *Tectonophysics*, 399, 39–57.
- Tomlinson, A. y Blanco, N. 1997. Structural evolution and displacement history of the West fault System, Precordillera, Chile: Part 1, synmineral history. In: *Proceedings 8th Congreso Geológico Chileno, Antofagasta*, 3, 1873–1877.
- Tomlinson, A, Mathews, S., Pérez de Arce, C., Soler, M., Blanco, N., Somoza, R. y Singer, S. 2004. False 40Ar/39Ar plateaus, meaningless inverse isochrons and excess 40Ar from the Late Miocene Sifón and Vilama Ignimbrites, south Central Andes, 21°30p–23°S: Obstacles for an accurate chronology in silicic ignimbrite sequences. IAVCEI General Assembly, Pucón, Chile, Abstracts.
- Uliana, M. A. y Biddle, K. T. 1988. Mesozoic–Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern south America. *Revista Brasileira de Geociencias*, 18(2), 172–190.
- Ulricksen, C. 1979. Regional geology, geochronology and metallogeny of the Coastal Cordillera of Chile between 25°30p and 26°00p south. Thesis, Dalhousie University, Canada.

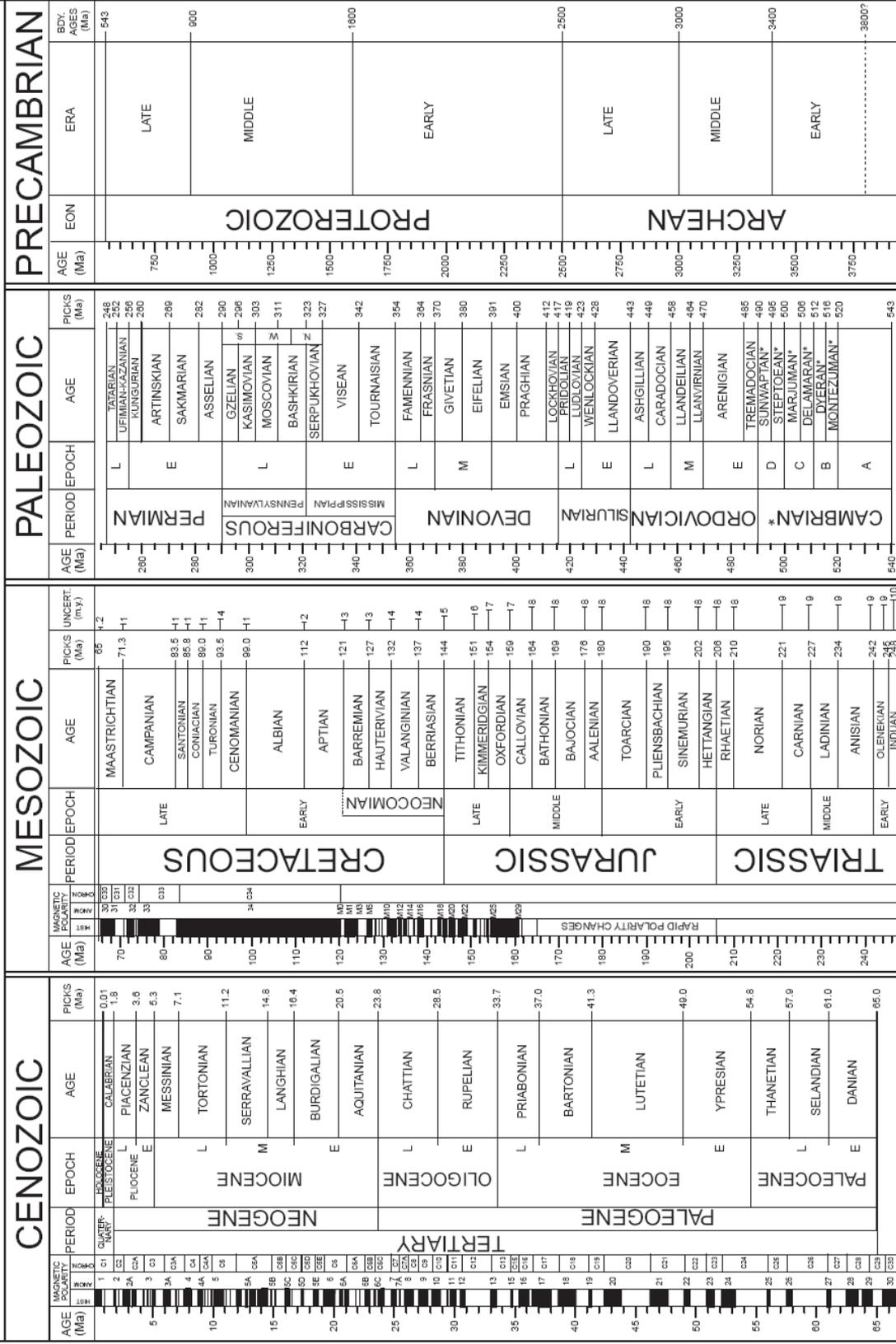
- Van Thournout, F., Hertogen, J. and Quebedo, L. (1992). Allochthonous terranes in northwestern Ecuador. *Tectonophysics* 205, 205-221.
- Victor, P., Oncken, O. y Glodny, J. 2004. Uplift of the western Altiplano plateau: Evidence from the Precordillera between 20° and 21°S (northern Chile). *Tectonics*, 23, TC400. DOI: 10.1029/2003TC001519
- von Hillebrandt, A. y Davidson, J. 1979. Hallazgo de Palaeozoico superior marino en el flanco oriental de la Sierra de Fraga, Región de Atacama. *Revista Geológica de Chile*, 8, 87–90.
- Wörner, G., Beck, A., Eusterhues, K., Heber, V. y Lezaun, J. 2000a. Basement petrology and arc magmatism near the Arica Bend (Northern Chile). In: MILLER, H. & HERVÉ, F. (coordinators) *Geoscientific Cooperation with Latin America. Zeitschrift für Angewandte Geologie*, Hannover, Sonderheft 1, 363–369.
- Wörner, G., K. Hammerschmidt, F. Henjes-Kunst, J. Lezaun, and H. Wilke, 2000b. Geochronology (40Ar/39Ar, K-Ar and He-exposure ages) of Cenozoic magmatic rocks from northern Chile (18°S-22°S): Implications for magmatism and tectonic evolution of the central Andes, *Rev. Geol. Chile*, 27, 205–240.
- Yañez, G., Cembrano, J., Pardo, M., Ranero, C. y Sellés, D. 2002. The Challenger-Juan Fernández-Maipo major tectonic transition of the Nazca–Andean subduction system at 33–34°S: geodynamic evidence and implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 23–38.
- Zandt, G., Leidig, M., Chmielowski, J., Baumont, D., Yuan, X., 2003. Seismic detection and characterization of the Altiplano–Puna magma body, Central Andes. *Pure and Applied Geophysics* 160, 789–807.

ANEXOS

ANEXO I
“Escala del Tiempo Geológico”

ANEXO I ESCALA DEL TIEMPO GEOLÓGICO

1999 GEOLOGIC TIME SCALE



(<http://www.geosociety.org/science/timescale/timescl.htm>)

ANEXO II
“Glosario de Términos Geológicos”

ANEXO II GLOSARIO DE TÉRMINOS GEOLÓGICOS

Basado en Glosario Geológico publicado en Internet por el Ilustre Colegio Oficial de Geólogos (ICOG) de España. Su versión completa se encuentra en http://www.icog.es/_portal/glosario/sp_search.asp.

Abanico

Acumulación de materiales, con forma de abanico o de segmento de cono, depositada por una corriente, que se apoya en una zona de relieve y se expande y termina en otra llana.

Abanico aluvial

Depósitos en abanico dejados por corrientes tributarias en valles de menor inclinación o en los contactos con las cuencas de sedimentación fluvial. Significado muy similar al de "alluvial cones".

Ácido (a)

1. Término aplicado a rocas ígneas que contienen más de 66% de SiO₂.
2. Referido a fluidos acuosos, hidrotermales, etc. El término se usa en su sentido químico, indicando alta concentración de hidrogeniones (pH bajo).

Afloramiento

Área total en la que una unidad rocosa determinada o estructura, aparece en la superficie del terreno o inmediatamente debajo de los sedimentos superficiales, ya sea visible o no.

Aglomerado

Brecha volcánica, es decir, un conjunto caótico de materiales piroclásticos principalmente gruesos, de angulares a redondeados.

Alóctono

Venido de otra parte.

Alteración

Cualquier cambio en la composición mineralógica de una roca debido a procesos físicos o químicos. En la lengua inglesa, la alteración superficial de rocas y suelos sometidos a los agentes atmosféricos se denomina más comúnmente "weathering".

Alteración hidrotermal

Proceso de alteración a minerales secundarios, por la acción de aguas subterráneas calientes, es decir, la última fase de la actividad ígnea.

Aluvión

Tierras, arenas, gravas, bloques, transportados y sedimentados por corrientes fluviales.

Andesita

Roca extrusiva de color oscuro de grano fino y de composición intermedia (52-66% de sílice), que suele contener cristales característicos dispersos de feldespatos de color crema; el equivalente extrusivo de la diorita.

Anfibol (anfibola)

Grupo de minerales silicatados que contienen Calcio, Hierro, Magnesio y a veces Aluminio. El ión hidróxido (OH) está siempre presente. La hornblenda es el ejemplo más conocido.

Anfibolita

Roca metamórfica compuesta fundamentalmente de anfíbol con algo de plagioclasa. La textura puede ser esquistosa o lineal, es decir, la alineación paralela de las agujas de anfíbol.

Antepaís

Región relativamente estable que bordea una cadena plegada y hacia la cual vergen las estructuras de esta última, al menos en la región en que se da el contacto entre ambas.

Anticlinal

Pliegue de convexidad hacia arriba, de tal modo que los estratos más antiguos ocupen su núcleo (antiforma: pliegue idéntico en el que no se conoce la posición de la serie estratigráfica).

Arcilloso

Término aplicado a sedimentos que se componen total o parcialmente de partículas de tamaño arcilla o limo.

Arena

En la clasificación de tamaño de partículas de la BS (BS 1377:1975 y BS 5930:1981) arena es un material granular de un tamaño que oscila entre 0,06 mm y 2 mm. No obstante como "arena para hormigón", el límite granulométrico superior nominal es 5 mm y también hay limitaciones en la distribución granulométrica (véase BS 882:1983).

Arenisca

Roca sedimentaria constituida por abundantes fragmentos de tamaño arena unidos por una matriz o cemento de grano fino. Las partículas de arena suelen ser de cuarzo. El término arenisca se puede utilizar para describir cualquier roca clástica que contenga granos individuales visibles a simple vista.

Autóctono

Formado en el lugar en que se encuentra.

Bandeado

Tipo de estructura frecuente en distintos tipos de rocas, compuesta por bandas apretadas y paralelas con diferente composición, color, textura, etc.

Basalto

Roca ígnea, desde vítrea a de grano fino, generalmente extrusiva (lava) oscura o parda, localmente intrusiva (como un dique o sill); el equivalente extrusivo del gabro. Contenido en sílice 45-62%. Rica en minerales ferromagnesianos (>60% en volumen) y labradorita.

Basamento

Corteza terrestre situada por debajo de los depósitos sedimentarios y que llega hasta la discontinuidad de Mohorovicic.

Básico

Término aplicado a rocas ígneas con menos del 55% de SiO₂. Referido a soluciones y fluidos, indica que su pH es superior a 7.

Batolito

Denominación que se aplica a grandes masas de rocas plutónicas formadas generalmente en áreas profundas de la corteza terrestre.

Bioclástico/a

Término aplicado a las rocas detríticas formadas por acumulación de restos de organismos.

Bioestratigrafía

Estudio y organización de los estratos basándose en su contenido fósil.

Biotita

Mineral perteneciente al grupo de las micas, de color oscuro y que contiene hierro. La biotita es un componente original de muchas rocas ígneas y metamórficas.

Bloque

Fragmento de roca de gran tamaño. Se denominan así los fragmentos de rocas de tamaño superior a 256 mm para unos autores, o 200 mm para otros, que se encuentran comúnmente presentes en depósitos de tipo aluvial, coluvial, etc.

Bloques Erraticos

Cantos y bloques que han caído de las masas de hielo flotantes y se han hundido en los sedimentos blandos y generalmente de grano fino depositados en una masa de agua; el peso e impacto de los cantos erráticos suelen dar lugar a la deformación de los sedimentos blandos y no consolidados.

Braquiópodo

Invertebrado marino solitario con dos caparazones simétricos bilaterales, normalmente calcáreos. Las conchas son normalmente desiguales en tamaño y forma. Fósil frecuente en las calizas.

Brecha

Roca clástica de grano grueso, compuesta de fragmentos de rocas rotas grandes y angulares, unidos por una matriz de grano fino. La brecha es similar al conglomerado excepto que la mayoría de los fragmentos tienen bordes agudos y sin desgastar; puede ser de cualquier origen, manera de acumulación o composición. Por lo tanto brechificado es una roca que está convertida, está caracterizada o recuerda a una brecha. Ejemplos: brechas de falla, brechas de talud, brechas volcánicas.

Brecha sedimentaria

Roca formada por un 50%, al menos, de fragmentos angulosos con diámetro superior a 2 mm, unidos por un cemento o una matriz.

Brecha tectónica

Fragmentación de las rocas en un contacto tectónico, habiendo cementado los fragmentos en el mismo lugar.

Brecha volcánica

Roca formada por fragmentos de rocas volcánicas y fragmentos de las rocas encajantes, a veces cementados por cenizas y lapillis.

Buzamiento aparente

Angulo de buzamiento que presentan las capas o estructuras en perfiles geológicos que no son perpendiculares a las mismas.

Cabalgamiento

Conjunto de capas rocosas de edad más antigua que se superponen sobre otras de edad más moderna por efecto de presiones laterales.

Cal

La cal viva es óxido de calcio que se fabrica calcinando calizas a 900° C. Cal apagada (hidróxido de calcio) es el producto de la reacción entre la cal viva y el agua.

Calcarenita

Roca sedimentaria formada por granos calizos de tamaño de arena.

Calcedonia

Variedad criptocristalina de la sílice.

Calcio

Elemento químico metálico, blanco y blando, muy abundante en la naturaleza. Forma parte de huesos, espinas y conchas.

Calcreta

1. Conglomerado cementado por caliza bajo la influencia de las aguas de infiltración. 2. Costra calcárea.

Caliche

Costra calcárea o dolomítica que se forma en la superficie por evaporación, en las regiones áridas o semiáridas.

Caliza

Roca sedimentaria compuesta fundamentalmente por carbonato cálcico, en forma del mineral calcita u ocasionalmente con aragonito en los depósitos recientes.

Cámbrico

El período más antiguo del Paleozoico, entre 590 y 505 Ma, y su sistema estratigráfico correspondiente. El nombre procede de Cambria el nombre romano de Gales.

Caolinita

Mineral de arcilla, comunmente de color blanco o grisáceo, formado por alteración hidrotermal (y en cierta medida por meteorización química) de feldspatos y otros minerales aluminosilicatados por el proceso denominado caolinización. El proceso afecta negativamente a la utilidad de las rocas para áridos para hormigón o carreteras.

Capa

Unidad litoestratigráfica formal más pequeña, de origen sedimentario, que puede distinguirse litológicamente de otras. Cuerpo de roca tabular - sedimentaria, ígnea o metamórfica - con rasgos distintivos en composición, textura o estructura del material constituyente, y cuyo espesor alcanza desde un centímetro hasta pocos metros.

Capa guía

Unidad litoestratigráfica formal, caracterizada por ser delgada y constituir una roca distintiva que tiene distribución amplia, y puede servir como referencia estratigráfica o para ser trazada a largas distancias.

Capa semipermeable

Término geológico-hidrogeológico con el que se conocen los estratos que permiten el flujo de agua, pero a una velocidad mucho menor que la de un acuífero.

Carbón

Mineral de color negro formado básicamente por carbono y empleado como fuente calorífica.

Carbonífero

Período de tiempos geológicos (360 a 286 Ma) y su serie estratigráfica correspondiente, que en Gran Bretaña contiene a la Caliza Carbonífera, una importante fuente de áridos de machaqueo.

Carbono

Elemento químico que en la naturaleza se presenta en dos formas: el diamante y el grafito. Es, además el componente básico de los carbones naturales y elemento constitutivo de numerosos compuestos, llamados orgánicos, que desempeñan un papel fundamental en la química de los seres vivos

Chert

Roca silícea de origen químico, de textura microcristalina y criptocristalina, que se presenta en rocas carbonatadas formando nódulos interestratificados. Se puede considerar sinónimo de silex.

Chimenea

Conducto sensiblemente tubular por el que los productos volcánicos alcanzan la superficie. Al término de la erupción del volcán se llena de lava o de brechas con bloques soldados.

Ciclo tectónico u orogénico

Sucesión de acontecimientos que rigen la formación y luego la destrucción de una cadena montañosa.

Cizalla (e)

Deformación producida por esfuerzos paralelos y de sentido contrario. Zonas de límites paralelos con alta deformación de este tipo.

Clástico

Término referido a una roca o sedimento, compuesto principalmente por fragmentos rotos de rocas o minerales preexistentes que han sido transportados individualmente desde su lugar de origen.

Clasto

Fragmento de roca; suele aplicarse a fragmentos de rocas preexistentes incluidos en sedimentos más recientes.

Cobertura

Acumulación sedimentaria por encima del basamento.

Complejo estructural

Complejo que se caracteriza por la presencia de mezclas heterogéneas o cuerpos de rocas perturbadas, originados por procesos tectónicos, y cuyas componentes individuales son muy pequeñas para ser cartografiables.

Complejo volcánico

Complejo que se caracteriza por la presencia de rocas volcánicas extrusivas, intrusiones relacionadas y productos de meteorización.

Concordancia

Relación geométrica entre dos unidades estratigráficas superpuestas en las que existe paralelismo entre los materiales infra y suprayacentes.

Concreción

Espesamiento por acumulación de materia alrededor de un núcleo o sobre una superficie; pueden ser de origen químico o bioquímico.

Conglomerado

Roca sedimentaria clástica de grano grueso, compuesta predominantemente por fragmentos redondeados (generalmente mayores de 5 mm de diámetro) en una matriz de grano fino de arena, limo o material cementante natural.

Correlación

Establecimiento de correspondencia en carácter y posición estratigráfica entre dos unidades geológicas.

Corriente de turbidez

Movimiento de una masa de agua que contiene materiales detríticos terrígenos en suspensión, cuya densidad permite que descienda por gravedad las pendientes marinas (talud continental, cañones submarinos) o lacustres.

Corteza

La capa exterior de la Tierra, situada por encima de la discontinuidad de Mohorovicic y compuesta por rocas casi exclusivamente alumino-silicatadas.

Cratón

Área continental estable que ha sufrido escasa deformación durante un intervalo prolongado de tiempo, normalmente desde antes del inicio del Mesozoico.

Cretácico

El último período de la era Mesozoica (entre 144 y 65 Ma), y su correspondiente sistema estratigráfico.

Criptocristalino

Material cristalino de grano muy fino en el que los cristales son tan pequeños que son indistinguibles sin ayuda de una enorme amplificación.

Cuarzita

Roca metamórfica compuesta principalmente de cuarzo y formada por recristalización de arenisca o sílex por metamorfismo térmico o regional. Sinónimo de ortocuarzita.

Cuarzo

Sílice cristalina; un mineral importante y durable constituyente de las rocas (véase también sílice).

Cuaternario

La última era del tiempo geológico, desde los 2 Ma a la actualidad, principalmente representada en el Reino Unido por depósitos superficiales tales como los de transporte glaciar.

Cuenca

Término geológico que se refiere a zonas deprimidas, hundidas, donde se producen procesos de sedimentación.

Cuenca endorreica

Cuenca sedimentaria continental sin drenaje.

Cuenca exorreica

Cuenca sedimentaria con drenaje.

Cuenca intramontana o intramontañosa

Cuenca subsidente individualizada entre los nuevos relieves montañosos (o cadena) formados por el plegamiento.

Dacita

Roca volcánica de composición similar a la granodiorita.

Datación

Acción de determinar la edad de una capa, un fósil, una estructura, etc.

Delta

Construcción en forma triangular o de abanico hecha con el material detrítico que transporta un río al sedimentarlo en su desembocadura en un mar o en un lago.

Depocentro

Área o lugar de una cuenca sedimentaria en la que una unidad estratigráfica concreta alcanza el máximo espesor.

Depósito

Sedimentos depositados en una red enmarañada de varios canales poco profundos de arroyos pequeños, ramificados y reunidos (arroyos anastomados) que recuerdan a las fibras de una trenza compleja. Se cree que dichos sedimentos indican la imposibilidad del arroyo para transportar toda su carga de sedimentos.

Descomposición

En Geología, los cambios, fundamentalmente químicos, en una roca, que suelen estar acompañados por el deterioro físico, que resultan de la meteorización o alteración hidrotermal.

Desintegración

La fragmentación de una roca en partículas más pequeñas por procesos físicos, sin alteración química significativa.

Detrítico

Relativo a, o formado por, detritos, que es un término colectivo para rocas y materiales minerales fragmentarios sueltos, tales como arenas, limos y arcillas, derivadas de rocas anteriores por medios mecánicos, principalmente abrasión y desintegración por erosión y meteorización.

Devónico

Período de la era Paleozoica, precedido por el Silúrico y seguido por el Carbonífero, correspondiente al período entre los 395 y los 360 Ma; el nombre procede del condado de Devon, donde se estudiaron por primera vez las rocas de esta edad.

Dextro/a

A la derecha. Se dice de una falla de rumbo cuando los bloques, vistos desde arriba, están desplazados hacia la derecha uno en relación al otro.

Diaclasa

Plano de discontinuidad, de fractura o de separación en una roca, que normalmente no implica desplazamiento. Las diaclasas suelen producirse como familias paralelas, que dividen la masa rocosa en bloques.

Diapiro

Domo o pliegue anticlinal sobre el cual las rocas que lo recubren han sido fracturadas por el empuje vertical y la movilización de los materiales plásticos del núcleo, que en los estratos sedimentarios suele ser sal o lutitas. Las rocas ígneas también pueden mostrar estructuras diapíricas.

Diorita

Rango de rocas ígneas plutónicas de color oscuro de composición intermedia (contenido en sílice 52-66%) y caracterizado por la presencia común de el anfíbol hornblenda, el feldespato plagioclasa y a veces pequeñas cantidades de cuarzo libre.

Dique

Intrusión de roca ígnea tabular que corta la estructura planar de las rocas caja adyacentes; una masa rocosa discordante con forma de muro que puede extenderse a lo largo de muchos kilómetros, siguiendo discontinuidades verticales o casi verticales de la roca caja.

Disconformidad

Discordancia interrupcion en la serie geologica que representa un intervalo del tiempo geologico durante el cual no se han formado sedimentos u otras rocas. Las rocas infrayacentes pueden haber sido erosionadas, plegadas o incluso metamorfizadas, antes de que se vuelva a producir la sedimentación, lo que produce que no exista paralelismo entre la estructura por encima y por debajo de la discordancia.

Disconformidad

Discontinuidad estratigráfica caracterizada porque los planos de estratificación por encima y por debajo de la superficie de discontinuidad se mantienen paralelos. Durante el tiempo que duró la

interrupción en la sedimentación actuó la erosión, lo que queda reflejado en el carácter irregular de la superficie de discontinuidad.

Discontinuidad

El término denota a cualquier interrupción en la integridad mecánica de la roca, tales como una diaclasa, una grieta o una cavidad.

Discontinuidad estratigráfica

Ausencia, por no sedimentación o por erosión, en la sucesión estratigráfica de materiales representativos de un lapso de tiempo.

Discordancia

Interrupción en la serie geológica que representa un intervalo del tiempo geológico durante el cuál no se han formado sedimentos u otras rocas. Las rocas infrayacentes pueden haber sido erosionadas, plegadas o incluso metamorfizadas, antes de que se vuelva a producir la sedimentación, lo que produce que no exista paralelismo entre la estructura por encima y por debajo de la discordancia.

Discordancia progresiva

Disposición en abanico de una serie cuyo muro está concordante con la serie infrayacente, pero su techo o conjunto superior de capas se dispone de forma gradual formando entre sí un cierto ángulo.

Distal

Parte de una unidad deposicional o de una cuenca sedimentaria, más alejada del área fuente.

Dolomita

Mineral compuesto de carbonato cálcico y magnesio.

Drenaje

En el sentido geotécnico significa la extracción del agua (normalmente por gravedad) de una cimentación, terraplén u otras partes de una estructura, donde la génesis de presiones de agua excesivas podrían poner en peligro la estabilidad.

Duplex

Conjunto de escamas tectónicas imbricadas, comprendidas entre dos cabalgamientos de gran amplitud de despegue.

Eoceno

Época del período Terciario entre 54 y 38 Ma.

Eólicos

Depósitos cuyos componentes fueron transportados y depositados por el viento, tales como las dunas de arena y algunos detritos volcánicos.

Epi-

Prefijo que indica una posición superior o la adquisición de un nuevo estado que se superpone a un estado anterior.

Epitermal

Término aplicado a los depósitos o yacimientos hidrotermales formados en fisuras o cavidades de las rocas, por deposición a escasa profundidad, a partir de soluciones calientes ascendentes, entre 200 y 100° C.

Era

Unidad geocronológica de rango mayor.

Erosión

Conjunto de fenómenos externos que, en la superficie del suelo o a escasa profundidad, quitan en todo o en parte los materiales existentes modificando el relieve.

Escala de dureza de Mohs

Escala de resistencia al rayado, ordenada en función de la dureza relativa de los minerales más corrientes que, en orden de dureza creciente son: 1, talco; 2, yeso; 3, calcita; 4, fluorita; 5, apatito; 6, ortoclasa; 7, cuarzo; 8, topacio; 9, corindón; 10, diamante.

Escama

Conjunto de materiales que cabalga en forma de lámina (con espesor de decenas o centenas de m y longitud y anchura de hms a kms) y ha sido poco desplazado.

Esmectitas

Grupo de arcillas que incluye a la montmorillonita. Son minerales de la arcilla "expansivos" y pueden absorber agua o líquidos orgánicos entre sus láminas, y muestran propiedades de intercambio catiónico.

Esquisto

Roca metamórfica caracterizada por la disposición paralela de la mayoría de sus minerales constituyentes. Los minerales más corrientes que dan lugar a la estructura laminar son las micas.

Esquistosidad

1. Una dirección de los minerales en la que son fácilmente exfoliables, controlada por la red atómica. En rocas deformadas, como las pizarras, etc, es una dirección de fácil lajado inducida por la deformación.

2. Tipo de esquistosidad desarrollado en rocas deformadas mecánicamente, pero sólo ligeramente metamorfizadas por cizalla incipiente y deslizamiento a favor de fracturas paralelas reconocibles individualmente y a menudo de espaciado apretado.

Estratificación

Describe la inclinación de capas menores o láminas en un estrato, que forman ángulos con la superficie deposicional original del plano de estratificación principal. Formada por corrientes rápidas, locales y cambiantes (de agua o viento) y características de sedimentos granulares (p.ej. areniscas) depositadas en canales, dunas, deltas, etc.

Estratificación

La disposición en capas superpuestas de lechos rocosos diferenciados, la superficie plana que separa las capas sucesivas es el plano de estratificación.

Estratificado

Material sedimentario dispuesto en capas.

Estratigrafía

Ciencia derivada de la geología que trata de la descripción de los estratos que forman la corteza terrestre y su organización en unidades distintivas, útiles, reconocibles, sobre la base de sus propiedades o atributos inherentes.

Estrato

Capa o lecho diferenciado de material sedimentario. Se suele utilizar en plural: estratos.

Estrato

Capa de roca de origen sedimentario, generalmente tabular, que posee determinadas propiedades o atributos que la distinguen de las capas adyacentes por planos de estratificación visibles.

Evaporitas

Término general que designa los depósitos ricos en cloruros y sulfatos alcalinos. La precipitación de estas sales es resultado de su concentración, por evaporación intensa de masas de agua.

Facies

Aspecto, naturaleza o carácter distintivo de los estratos o de ciertos constituyentes, que generalmente refleja sus condiciones ambientales de formación.

Facies

Las características litológicas y paleontológicas particulares de una roca sedimentaria, de la que se puede deducir su origen y condiciones de formación.

Falla

Superficie o superficies con espaciado apretado de una fractura en una roca, a lo largo de la cuál ha habido desplazamiento, que puede variar desde unos pocos milímetros a muchos kilómetros. Un plano de falla es una superficie de falla que normalmente es más o menos plana.

Feldespato

El grupo de minerales silicatados que forman las rocas más importantes. Son aluminosilicatos de potasio, sodio o calcio, dependiendo, por ejemplo de si están presentes la ortoclasa, la plagioclasa o el feldespato.

Félsico

Que contiene cuarzo y feldespatos.

Ferromagnesianos

Silicatos ricos en hierro y magnesio como la biotita, anfíboles y piroxenos.

Fenocristal

Cristal relativamente grande y llamativo, en una masa de grano fino o vítrea.

Filita

Roca metamórfica esquistosa de grano grueso y con una esquistosidad menos perfecta que la de la pizarra, pero de grano más fino y mejor exfoliable que un esquistos. Formada por metamorfismo regional de baja temperatura.

Finos

Material inferior a 60 nanómetros, p. ej.: las fracciones limo y arcilla, pero en relación a los áridos se suele referir al material menor de 75 nanómetros.

Flanco

En un pliegue, cada uno de sus lados.

Flujo

Unidad litoestratigráfica formal más pequeña, compuesta de rocas volcánicas extrusivas y que se distingue por su textura, composición, orden de superposición, paleomagnetismo u otros criterios objetivos.

Fluvial

Relativo a una río; un depósito producido por la acción de un río. Los geólogos tienden a utilizar la palabra fluvial para el producto de la acción del río, por ejemplo, arena fluvial.

Fluvioglacial o glaciofluvial

Aplicable a sedimentos transportados y depositados por aguas descargadas por una masa de hielo.

Flysch

Nombre que se da a las formaciones sedimentarias masivas potentes, mayoritariamente turbidíticas, depositadas en regiones orogénicas antes de su deformación.

Foliación

Estructura visible en ciertas rocas metamórficas en que a la esquistosidad se suma una diferenciación petrográfica entre lechos, formando hojas. El término se usa también para las rocas metamórficas que no muestran este aspecto cuando todos sus constituyentes han sido reorientados por una esquistosidad de flujo o han recristalizado según el plano de esquistosidad, que constituye entonces el plano de foliación.

Formación

Unidad litoestratigráfica formal fundamental de rango intermedio, que se encuentra constituida por estratos de rocas sedimentarias, ígneas intrusivas o extrusivas, o rocas metamórficas, o asociaciones de éstas.

Formación

Unidad litoestratigráfica fundamental. Cuerpo de rocas identificado por sus características litológicas y su posición estratigráfica.

Fosa tectónica

Área deprimida que corresponde a un bloque hundido por fallas normales paralelas a los lados largos.

Fósil

N. Resto o molde natural de un organismo conservado en un sedimento. Adj. Califica los objetos o sustancias, en general ligadas al mundo viviente, encerradas durante mucho tiempo en las rocas por un proceso de enterramiento o de infiltración.

Se aplica a los restos de animales y plantas muertas en épocas remotas que han quedado convertidos en piedra.

Frágil

Propiedad de un material para fracturarse con pequeños niveles de deformación -menos del 3-5 por 100 de deformación relativa-.

Freático/a

Se dice de la parte del subsuelo saturada de agua, y de esta misma agua.

Gabro

Roca plutónica de grano grueso que contienen plagioclasa, un piroxeno y muy frecuentemente olivino. Contenido en SiO₂ 45-52%, minerales oscuros más de un 60% en volumen.

Geofísica

El estudio de las características físicas de la Tierra por medio de instrumentos, y métodos para determinar las condiciones del sustrato por el análisis de dichas propiedades físicas, tales como peso específico, conductividad eléctrica, susceptibilidad magnética, radioactividad, propagación de las ondas sísmicas, flujo calorífica, etc.

Geología

Ciencia que trata de la forma exterior e interior del globo terrestre; de la naturaleza de las materias que lo componen y de su formación; de los cambios o alteraciones que estas han experimentado desde su origen, y de la colocación que tienen en su actual estado.

Geomorfología

La clasificación, descripción, naturaleza, origen y desarrollo de las formas del terreno, su relación con la estructura geológica infrayacente, y la historia de los cambios geológicos sufridos por dichas características superficiales.

Geoquímica

Rama de la geología que estudia la composición química y las reacciones que tienen o que han tenido lugar en la Tierra.

Gneiss

Roca foliada formada en el metamorfismo regional, en la que bandas o lentejones de minerales granulares, alternan con bandas o lentejones en que predominan los minerales de hábito laminar o alargado.

Grado

En Geología se utiliza para expresar la cantidad de alteración, p.ej. del metamorfismo, de la meteorización, normalmente en referencia a una escala aceptada.

Granito

Generalmente cualquier roca plutónica totalmente cristalina, que tenga como minerales principales (más de un 60% en volumen) cuarzo, feldespatos de colores claros y micas. Puede haber un moteado de minerales oscuros. Contenido en SiO₂ más del 66%

Granitoide

Roca granítica. Engloba las distintas composiciones de estas rocas.

Granodiorita

Roca plutónica de grano grueso de composición intermedia entre granito y diorita, Minerales claros más de un 60% en volumen. Contenido en SiO₂ más de 66%.

Grava

En la clasificación granulométrica de la British Standard (BS 1377: 1975 y BS 5930:1981), el término se refiere al material granular entre los 2 y los 60mm.

Grupo

Unidad litoestratigráfica formal de rango inmediatamente superior al de una formación, que está conformada, en general, por una sucesión de dos o más formaciones asociadas contiguas con rasgos litológicos importantes en común

Hidrosfera

Nombre colectivo para todo el agua de la superficie de la Tierra, tanto atmosférica, superficial y subterránea.

Holoceno

Dícese del periodo geológico actual o reciente.

Horizonte

Superficie de suelo que constituye un nivel o plano indicativo de una posición determinada, en una sucesión estratigráfica.

Horizonte pedológico

Capa pedológica casi paralela a la antigua superficie del suelo, con características morfológicas, biológicas, químicas y físicas observables en el terreno que la distinguen de otros horizontes adyacentes.

Hornblenda

Uno de los minerales más abundantes de la familia de los anfíboles.

Illita

Término amplio, que describe uno de los grupos más corrientes de minerales de la arcilla, formados por la alteración de micas, feldespatos, etc. en condiciones alcalinas.

Inconformidad

Relación entre un conjunto de materiales estratificados con otros infrayacentes no estratificados (rocas ígneas o metamórficas).

Inestabilidad

Resistencia inadecuada de un material al ataque químico o a repetidos cambios físicos, tales como la temperatura, el contenido en humedad, los esfuerzos, etc.

Intramontano

Situado entre montañas o sierras.

Intrusión

El proceso de emplazamiento de rocas fundidas (magmas) en rocas preexistentes, también la roca ígnea así formada dentro de la roca circundante (roca caja). El término también se puede aplicar a sedimentos movilizados, que pueden ser inyectados a favor de discontinuidades o formar masas diapíricas por efecto de la gravedad.

Intrusivo/a

Que penetra en formaciones ya existentes. Se aplica a las rocas magmáticas emplazadas en estado fluido bajo la superficie y a los macizos que constituyen, así como a los diapiros de rocas salinas.

Iso-

Prefijo que indica igualdad o identidad.

Isótopos

Elementos químicos del mismo número atómico (y del mismo nombre) que difieren por su masa atómica.

Jurásico

Período de la era Mesozoica entre 213 y 144 Ma, y su serie estratigráfica correspondiente. El nombre le viene de las montañas del Jura en Francia.

Lacustre

Relacionado con materiales formados en o por los lagos, por ejemplo depósitos de playas lacustres.

Lámina

Capa más delgada, con menos de un centímetro de espesor, reconocible en una roca sedimentaria.

Lapilli

Roca piroclástica constituida por pequeños fragmentos de lava sueltos, en general menores de 3 cm.

Lava almohadillada

Lava que presenta estructuras en almohadilla y que se considera que se ha formado bajo el agua, normalmente a partir de un magma basáltico o andesítico.

Lente

Miembro constituido por roca de aspecto lenticular y de litología diferente a la de la unidad que lo envuelve.

Leuco-

Prefijo que significa claro, blanquecino.

Leucocrático

Material o roca con proporción de minerales oscuros entre 10 y 40%.

Límnico/a

Se aplica a cuencas continentales pantanosas o lacustres, a sus sedimentos, a su flora, a su fauna, etc. Se aplica particularmente a las cuencas carboníferas límnicas por oposición a las costeras (parálicas).

Limo

Depósito con un tamaño de grano medio entre el de las arenas y las arcillas.

Limolita

Roca de grano fino endurecida, en que la cantidad de fracción limo, supera a la de arcilla; suele ser lajosa, dura y resistente.

Lit(o)-

Prefijo que significa piedra. Delante del nombre de un material sedimentario indica su consolidación y petrificación.

Litificado

Hecho roca. La litificación es el proceso de consolidación de un sedimento hasta convertirse en roca sólida.

Localidad tipo

Localidad geográfica concreta donde está situada, definida o denominada la unidad o el estratotipo de un límite estratigráfico o de cualquier otro carácter estratigráfico.

Lodo

Material muy fino, muchas veces partículas de arcilla, en suspensión, que suele plantear problemas de tratamiento y desaguado. «Desenlodado» es la operación que incluye la eliminación de materiales muy finos de una pulpa o papilla.

Lutita

Roca sedimentaria de grano muy fino compuesta de minerales de arcilla y otros materiales muy finamente divididos. Estas rocas están caracterizadas por una fisilidad de plano de estratificación muy marcada.

Macro-

Prefijo que significa grande.

Máfico

Mineral rico en hierro y magnesio.

Magma

Material fundido generado en el interior de la tierra por fusión de materiales a temperatura superior a 600° C. Su enfriamiento y consolidación da origen a las rocas magmáticas.

Magnetita

Mena de hierro, Fe₃O₄. Aparece como componente principal en la mayoría de las rocas ígneas.

Manto de corrimiento

Conjunto de terrenos que ha sido desplazado (alóctono) y ha venido a superponerse a otro conjunto (autóctono), del que originalmente estaba muy alejado.

Margas

Corresponde a un tipo de roca sedimentaria que es una mezcla entre carbonatos de calcio (calcita, aragonito o dolomita) y limo o arcilla (su proporciones varían entre un 35-65% limo y 65-35% carbonato)

Mármol

Roca metamórfica producida por recristalización de calizas.

Masivo

En Geología, sin estratificación, esquistosidad o foliación; se aplica especialmente a cuerpos rocosos ígneos pero puede utilizarse para describir estratos potentes en rocas sedimentarias.

Matriz

Fracción fina de una roca que forma una masa en la que quedan englobados los cristales, granos o clastos de mayor tamaño.

Mega-

Elemento compositivo que significa grande.

Meso-

Prefijo que significa en medio, medio.

Mesozoico

Era siguiente al Paleozoico, va desde hace 230 a 70 Ma. Incluye los sistemas Triásico, Jurásico y Cretácico.

Meta-

Prefijo que significa más allá de, y que indica también la sucesión y la transformación. Situado delante de un nombre de roca indica que ésta ha sido metamorfozada. Tal denominación implica la identificación de la roca originaria y, por consiguiente, en general, un metamorfismo bajo o medio.

Metamorfismo

Conjunto de procesos que a partir de una roca original cambian la mineralogía y estructura de la misma, pudiendo llegar a formar una nueva roca, por efecto del aumento de la presión y/o temperatura, sin llegar a fundir totalmente la roca original.

Metamorfismo de contacto

Proceso de metamorfismo térmico localizado, resultado de la intrusión (y en menor medida la extrusión) de magma en las rocas, los cambios se producen en o cerca del contacto por el calor y los materiales que emanan del magma y por algunas deformaciones que se producen por el emplazamiento de las masas ígneas.

Metamorfismo debajo grado

El grado metamórfico se mide por la cantidad de cambios que ha sufrido la roca original (roca madre). Por lo tanto la conversión de una lutita en pizarra nos indicaría un metamorfismo de grado bajo, mientras que si se transforma en esquisto, se consideraría alto grado.

Metamorfismo dinámico

Cambios en la estructura y mineralogía de la roca, producidos a escala regional por trituración y cizalla en la corteza de la Tierra; pueden producirse elevadas temperaturas, lo que podría conducir a una completa recristalización de las rocas.

Metamorfismo regional

Metamorfismo que afecta a una región amplia y que suele producirse por el profundo enterramiento del material en la corteza de la Tierra.

Metamorfismo térmico

Fundamentalmente la reconstitución química de las rocas resultado de la elevación de la temperatura, influida hasta cierto punto por la presión confinante del profundo enterramiento en la corteza de la Tierra (aunque esto no es esencial).

Meteorización

Término que agrupa todos los procesos por los que la roca y el suelo se alteran bajo la influencia directa de la hidrosfera y de la atmósfera.

Mica

Grupo de los silicatos laminares (que incluye a la biotita y a la moscovita) caracterizado por su pronunciada exfoliación.

Micáceo

Que tiene mica.

Miembro

Unidad litoestratigráfica formal de rango inmediatamente inferior al de la formación, que forma parte de ésta y presenta caracteres litológicos que la identifican y distinguen de partes adyacentes.

Miembro

Unidad litoestratigráfica de rango inferior a la formación y que siempre es parte de una formación.

Migmatita

Roca compuesta formada por reconstrucción en estado sólido de materiales ígneos y/o metamórficos por inyección de magma y/o fusión in situ.

Milonita

Es toda roca triturada más o menos finamente (brecha tectónica). Roca dinamometamórfica que deriva de una roca magmática o metamórfica triturada hasta el punto de que los cristales originales no son identificados a simple vista.

Mineral

(i) Elemento químico o compuesto formado de modo natural, que suele tener una forma cristalina característica y una composición definida. (ii) Masa de material mineral formado de modo natural (p. ej. una mena metálica o los minerales de los áridos) que se considera, en base a criterios arbitrarios físicos, químicos y económicos, que tiene un uso previsible.

Minerales de arcilla

Grupo complejo de silicatos hidratados de amorfos a microcristalinos fundamentalmente alumínicos, formados principalmente por la alteración y meteorización de minerales silicatados primarios, como los feldspatos, piroxenos y anfíboles. Los minerales de la arcilla más corrientes son la caolinita, la illita y la montmorillonita (esmectita).

Minerales que forman las rocas

Aquellos minerales que son frecuentes en la Naturaleza y que contribuyen significativamente a los grupos principales de rocas, y sirven para definir y clasificar las rocas más corrientes.

Minerales secundarios

Minerales formados por alteración o reemplazamiento de los minerales originales de la roca, p. ej. serpentina a partir de olivino.

Mineralogía

Ciencia que estudia los minerales, incluidos sus yacimientos, composición, forma, propiedades y estructura.

Molasa

Nombre que se da a las formaciones sedimentarias potentes (marinas, deltaicas y continentales) depositadas en cuencas postorogénicas (cuencas de antepaís e intramontañosas).

Montmorillonita

Miembro del grupo de las arcillas esmectitas caracterizado por su propiedad de expandirse al contacto con el agua.

Monzodiorita

Roca similar a la diorita pero cuyas plagioclasas contienen 65-90% de Anortita.

Monzogranito

Granito en que más del 35% de sus feldspatos son plagioclasa de 5-100% de anortita.

Moscovita o Muscovita

Miembro de tonos claros del grupo de las micas.

Neocomiano o Neocomiense:

Hace referencia a la parte inferior del período Cretácico, comprendiendo las primeras edades de esta era: Berriasiano, Valanginiano, Hauteriviano, y Barremiano.

No consolidado

Término amplio que describe los sedimentos que no han sido endurecidos por un profundo enterramiento y/o cementación y corresponde al término de ingeniería "suelo", p.ej. arcillas, limos, arenas y gravas.

Nódulo

Masa globosa, decimétrica o centimétrica, que se diferencia por su composición y/o su estructura del resto de la roca que la contiene.

Olivino

Mineral corriente en rocas básicas, ultrabásicas y de bajo contenido en sílice; típico silicato de magnesio y hierro de color verde oliva oscuro a marrón: $(MgFe_2)SiO_4$. Se altera a serpentina.

Ordovícico

Período de la era Paleozoica situado hace 505 y 435 millones de años, y su correspondiente serie estratigráfica. Su nombre procede de los Ordovicios, una antigua tribu celta de Gales Central.

Orógeno

Sistema montañoso edificado sobre una porción inestable de la corteza terrestre que ha sufrido un importante acortamiento y presenta pliegues y mantos de corrimiento.

Orografía

Disposición de los relieves.

Orto-

En la nomenclatura de las rocas metamórficas indica que la roca original era magmática.

Ortoclasa

Feldespatos potásicos $KAlSi_3O_8$, que aparece como un componente esencial de las rocas ígneas más ácidas y también se encuentra en algunas rocas metamórficas.

Ortocuarcita o Cuarciarenita

Cuarcita en que los granos de cuarzo han sido cementados por sílice secundaria de tal modo que la roca se parte a través de los granos individuales, en lugar de alrededor de ellos. Normalmente se suele denominar «cuarcita».

Oxidación

1. Proceso de combinación con el oxígeno. 2. Removilización de uno o más electrones de un ión o átomo.

Paleo-

Prefijo que significa antiguo.

Paleozoico

Era que va desde los 590 a los 213 Ma. Comprende los sistemas Cámbrico, Ordovícico, Silúrico, Devónico, Carbonífero y Pérmico.

Paleozoico inferior

Principio de la era Paleozoica, que va desde los 590 a los 395 Ma, e incluye los sistemas Cámbrico, Ordovícico y Silúrico.

Para-

En la nomenclatura de las rocas metamórficas indica que la roca original era sedimentaria.

Parálico/a

Se aplica a los medios o cuencas fundamentalmente pantanosas que sufren invasiones más o menos periódicas del mar. El término es utilizado particularmente para las cuencas carboníferas costeras (por oposición a las cuencas continentales límnicas).

Pedimento

Glacis de erosión constituido sobre una roca dura.

Pelágico/a

1. Se dice de los animales y vegetales que viven nadando o flotando en mar abierto. 2. Zona de aguas de mar abierto lejos de la costa y del fondo. 3. Referido a sedimentos indica que están constituidos por elementos minerales, químicos y biológicos procedentes de la zona pelágica.

Pelita

Sedimento (o roca sedimentaria) compuesto por las partículas detríticas más finas (es decir tamaño arcilla o lodo).

Pérmico

Período final de la era Paleozoica situado entre 286 y 248 Ma, y su correspondiente serie estratigráfica. El nombre procede de la provincia de Perm en Rusia.

Piedemonte

Zona de pendiente suave al pie de una cadena montañosa. Está constituida fundamentalmente por acumulaciones detríticas procedentes de la erosión de los relieves vecinos.

Piroclástico

Término descriptivo del material fragmentario formado por una explosión volcánica, o expulsado por una abertura volcánica. Una roca piroclástica puede estar constituida por fragmentos de roca de una amplia gama de tamaños y generalmente no seleccionados.

Piroxeno

Grupo de silicatos algo similares en composición general a los anfíboles pero sin el grupo hidróxido (OH). La augita es el ejemplo más conocido.

Pizarra

Roca metamórfica arcillosa de bajo grado, que ha desarrollado una marcada pizarrosidad pero que no ha sufrido casi recristalización, por lo que la roca es todavía de grano fino.

Placa litosférica

Partes rígidas superficiales de la tierra, del orden de un centenar de kms de espesor, cuyo conjunto constituye la litosfera. Pueden desplazarse horizontalmente sobre su substrato viscoso, llamado

astenosfera. Los límites entre las placas son de tres tipos: rift oceánico, zona de subducción y falla transformante.

Plagioclasa

Grupo de los feldespatos de calcio y sodio. Son uno de los grupos de minerales formadores de rocas más corrientes, y tienen una gradación continua en composición química desde la albita $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ a la anortita $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$.

Plataforma continental

Zona que se extiende desde el límite inferior de la playa (shoreface) hasta el borde superior del talud continental, y de unos 200 m de profundidad como máximo.

Playa-lake

Zona llana, de sedimentos detríticos de tamaño limo y arcilla, asociados a evaporitas, ocupada previamente por un lago endorreico desértico.

Pleistoceno

Época más temprana del Período Cuaternario durante el cuál ocurrieron las glaciaciones. El período se extiende desde hace 2 millones de años hasta hace 10 mil años.

Pliegue

Deformación resultante de la flexión o torsión de rocas.

Plutón

Masa intrusiva de rocas ígneas. Se clasifican en función de su forma, tamaño y relación con el encajante.

Plutónicas

Rocas ígneas formadas a gran profundidad, que tienen un grano medio a grueso característico y tienen textura granítica.

Poli-

Prefijo que significa numeroso.

Pórfido o Porfiroide

Roca ígnea que contiene grandes cristales (fenocristales) en una matriz de grano fino. Por ello porfídica, es la textura de un pórfido.

Porosidad

Relación entre el volumen de huecos en un material y su volumen total.

Post- (Pos-)

Prefijo que significa detrás de o después de.

Pre-

Prefijo que significa anterioridad espacial o temporal.

Precámbrico

Período de tiempo (unos 4.000 millones de años) que discurre desde la consolidación de la Tierra hasta el comienzo de la era Paleozoica, y sus correspondientes series estratigráficas.

Protolito

Roca original de la que proviene una roca plutónica.

Reciente

La época actual de la historia de la Tierra, incluye aproximadamente los últimos 10.000 años, desde el final del último período glacial. También llamado Holoceno.

Reducción

1. Proceso de removilización del oxígeno de un compuesto. 2. Disminución de la valencia positiva e incremento de la negativa de un elemento químico. 3. Adición de electrones a un átomo o ión.

Regresión

Retirada del mar de una zona del continente y su evidencia preservada en los estratos; por ejemplo, pueden encontrarse depósitos de playa encima de depósitos de plataforma en una serie geológica.

Relleno

Material de relleno. Material que se instala sobre un área previamente excavada.

Retro-

Prefijo que significa hacia atrás.

Rift

1. Rift continental, o fosa de hundimiento (graben), limitado por bordes elevados, con actividad volcánica más o menos intensa. 2. Rift oceánico o fosa de hundimiento en medio de las dorsales.

Rifting

Formación de rifts en el estadio precoz de una apertura oceánica.

Riolita

Roca volcánica de grano fino a vítrea, de composición mineralógica similar a un granito. Los miembros más vítreos del grupo se denominan obsidianas.

Roca ácida

Usado en petrología de rocas ígneas para designar rocas ricas en sílice libre o combinada en forma de feldespatos alcalinos y moscovita. Normalmente tiene el mismo significado que rocas leucócratas, compuestas fundamentalmente por minerales de color claro.

Roca caja

Roca intruida por y que rodea a una roca ígnea; roca que incluye o es atravesada por una roca ígnea.

Roca sedimentaria

Roca resultado de la consolidación de sedimentos sueltos que se han acumulado en capas, o roca de tipo química formada por precipitación, o una roca orgánica consistente principalmente de restos de plantas y animales.

Rocas carbonatadas

Término genérico para las rocas constituidas predominantemente por carbonatos de calcio, magnesio hierro, etc, que aparecen solos o en combinación. La caliza es el ejemplo más conocido.

Rumbo

Orientación. Dirección de una línea con referencia a los puntos cardinales de la brújula. Cojinete, soporte, punto de apoyo.

Secuencia

Sucesión original de capas relacionadas genéticamente, desde la inferior más vieja a la superior más joven, limitada por inconformidades.

Secuencia deposicional

Parte de una sucesión estratigráfica relativamente concordante de estratos genéticamente relacionados y cuyo techo y muro son discontinuidades o continuidades correlativas. Se trata de una unidad estratigráfica "híbrida", en parte limitada por discontinuidades y en parte unidad cronoestratigráfica.

Sedimentos aluviales

Normalmente referido a depósitos poco consolidados, recientes, originados por un proceso dinámico fluvial.

Semi-

Elemento compositivo que significa medio.

Serie

1. Unidad cronoestratigráfica formal comprendida entre el piso y el sistema, del cual es siempre una división. 2. Término que se usa informalmente como sinónimo de serie estratigráfica.

Silex

Roca cripto o microcristalina compuesta de cuarzo y, a veces, calcedonia.

Sílice

El dióxido de sílice SiO_2 , resistente química y físicamente, que ocurre en la Naturaleza como cuarzo, sílex, pedernal, ópalo o calcedonia y que se combina en los silicatos para constituir un componente esencial de muchos minerales formadores de rocas.

Sill

Intrusión tabular o laminar de rocas ígneas que aparece conforme con la estratificación u otra estructura bandeada de la roca caja.

Silúrico

Período de la era Paleozoica situado entre los 435 y los 395 Ma, y su correspondiente serie estratigráfica. El nombre procede de los Siluros una antigua tribu céltica de los límites de Gales.

Sin-

Prefijo que significa junto, unión.

Sinclinal

Pliegue de concavidad hacia arriba que contiene rocas estratigráficamente más jóvenes en el núcleo. Lo contrario de «anticlinal». Cuando se desconocen las relaciones de edad de las rocas, dicho pliegue se denomina sinforma.

Sinforma

Conjunto de anticlinales y sinclinales que forman, en conjunto, una estructura sinclinal. Antónimo: antiforma.

Sinistro/a (sinestral)

Se dice de una falla de desgarre en la que los bloques, vistos por encima, se desplazan hacia la izquierda uno en relación al otro.

Somero/a

Relativo a zonas, aguas, medios, condiciones, etc. cerca de la superficie del agua.

Stock

Intrusión ígnea de unos pocos kilómetros cuadrados de superficie que es aproximadamente circular en planta y que se supone se extiende hasta profundidades considerables.

Sub-

Prefijo que significa bajo, por debajo de, casi.

Subducción

Hundimiento en la astenosfera de una placa cortical oceánica, probablemente como consecuencia de su mayor peso, en el límite con una placa de corteza continental que, al ser más ligera, queda en superficie.

Subsidencia

Hundimiento progresivo, durante un periodo bastante largo, del fondo de una cuenca sedimentaria, que permite la acumulación de grandes espesores de sedimentos.

Suelo

En ingeniería geológica: todos aquellos materiales no litificados que recubren al sustrato rocoso. En Gran Bretaña incluye la mayoría de los materiales del Terciario y del Cuaternario. En Edafología: el medio natural en el que crecen las plantas, clasificable en tipos de suelos y horizontes sobre la base de las características físicas, como la estructura, textura, color y composición química, incluido el contenido en materia orgánica, acidez, alcalinidad, etc.

Supergénico (supergeno)

Procesos producidos en zonas subterráneas poco profundas. Dicese del mineral o yacimiento formado por la acción y/o enriquecimiento de aguas descendentes.

Supra-

Elemento compositivo que significa arriba o encima de algo.

Talud continental

Zona de pendiente del margen continental, continuación de la plataforma, que desciende desde los 200 m de profundidad hasta los 4.000 m.

Tasa de sedimentación

Espesor de sedimentos depositados por unidad de tiempo.

Techo

Término minero que designa la superficie superior de una formación, o bien los terrenos que la coronan inmediatamente.

Terciario

Era que sigue al Mesozoico, que cubre el período desde los 65 a los 2 Ma, y su correspondiente serie estratigráfica.

Terraza

Relleno o superficie de erosión situada en una o ambas vertientes de un valle, a una altitud superior a la del curso de agua, que representa el resto de un antiguo lecho en el que ha profundizado el curso de agua.

Terrígeno

Se dice de todo fragmento de roca, mineral, etc. que ha sido arrancado de un terreno emergido por la erosión, así como de los sedimentos constituidos por ellos.

Till

Depósito de transporte glaciario no estratificado, y sin seleccionar, que no ha sido retrabajado por las aguas del glaciario; incluye una mezcla heterogénea de arcilla, arena, grava y bloques. Incluye la arcilla con bloques.

Tillita

Till glaciario endurecido y litificado, especialmente los tills pre Cuaternarios, p.ej. las tillitas pre Carboníferas de la India y de Sudáfrica.

Toba

Depósito piroclástico compacto, normalmente estratificado, que está compuesto en un 50% de partículas de tamaño arcilla a arena.

Tonalita

Roca intermedia con plagioclasa más básica que la de la granodiorita, esto es, con más del 90% de anortita.

Transgresión

Avance de las aguas del mar sobre una región continental; da lugar a una secuencia de depósitos de medios progresivamente más profundos.

Transgresión

Invasión de áreas continentales por el mar (resultado de una elevación del nivel del mar o por subsidencia continental) y su evidencia queda demostrada por los estratos. Nuevos depósitos marinos

se pueden extender sobre una superficie continental previa de manera discordante, o ambientes de aguas profundas pueden ocupar áreas que anteriormente ocuparon aguas someras.

Triásico

El período más antiguo de la era Mesozoica, entre los 248 y los 213 Ma, y su correspondiente serie estratigráfica. Su nombre procede de la división en tres partes que se puede hacer del período en la localidad característica de Alemania.

Tufita

Roca volcano-sedimentaria que contiene al menos un 50% de restos piroclásticos finos, integrados en un cemento arcilloso o calizo.

Turbidita

Capa de sedimentos fundamentalmente detríticos depositados de una vez por una corriente de turbidez. Su espesor es normalmente de orden decimétrico, pudiendo llegar a 1-2 m. En su forma más completa puede ser descrita por la secuencia tipo de Bouma. Se conocen tanto en medios marinos como lacustres. La repetición de capas de turbiditas puede generar potentes series turbidíticas en zonas de talud y de llanura abisal. Constituyen prácticamente la totalidad de las facies flysch y parte de la molasa.

Unidad estratigráfica

Estrato o conjunto de estratos adyacentes, con determinados caracteres y atributos, que los identifican como unidad en la sucesión estratigráfica.

Unidad litoestratigráfica

Volumen de materiales diferenciado por sus características litológicas.

Vadoso/a

Se dice del agua que percola en el subsuelo (y de los sedimentos y ambientes afectados), sin formar parte del freático de agua subterránea.

Vergencia

Sentido hacia el que se dirige o vuelca un pliegue no recto. Por extensión, designa también el sentido hacia el cual se producen los cabalgamientos (pliegue acostado, falla inversa, escama, manto).

Volcanita

Roca magmática volcánica o roca efusiva.

Volcanoclástico

Material clástico de origen volcánico.

Yeso

Sulfato cálcico hidratado: $\text{CaSo}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, asociado con otros minerales evaporíticos en extensas capas interestratificadas con calizas, lutitas y arcillas. Se utiliza, por ejemplo, como aditivo en suelos, como retardante en el cemento portland y para hacer placas de escayola.

Zona

Unidad litoestratigráfica informal que puede incluir a la vez una capa, un miembro, una formación y un grupo, o partes de éstos.