

UNIVERSIDAD NACIONAL JORGE BASADRE GROHMANN-TACNA

Facultad de Ingeniería

Escuela Académico Profesional de Ingeniería Geológica – Geotécnica

**“Estratigrafía y Paleogeografía del intervalo
Paleozoico superior-Cretáceo inferior
en el extremo Sur del Perú”
(Area Mal Paso-Palca)**

TESIS

PRESENTADA POR:

Bachiller ADAN MANFREDO PINO ZEBALLOS

Para optar el Título de:

INGENIERO GEÓLOGO – GEOTÉCNICO

TACNA – PERU

2003

A mi esposa, por ser la luz de
mi camino, por su dedicación y
apoyo incondicional.

A mis padres, por haber hecho
de mi un hombre de provecho,
y por su dedicación.

A la memoria de
Rolo, Rafaelita y mi
abuelo Ernesto.

AGRADECIMIENTOS

La formulación, desarrollo y conclusión de la presente tesis no hubiera sido posible sin el apoyo de un gran número de personas, por lo que perennizo mi sincero agradecimiento a cada persona que se sienta involucrada con la presente tesis.

Agradezco a Le Institut de Recherche pour le Développement (IRD) de Francia por el auspicio al presente trabajo, sin el cual no hubiera sido posible.

Especial y sincero agradecimiento al Dr. Thierry Sempere (I.R.D.), responsable del proyecto “Geología del Sur del Perú”, por la confianza depositada en mi persona, por su desprendimiento en la enseñanza brindada durante las etapas de campo y gabinete. Por el asesoramiento del trabajo y por la dedicación puesta en la revisión del manuscrito.

Asimismo, quisiera agradecer al Ing° Javier Jacay, catedrático de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos, por el gran apoyo brindado en algunas salidas de campo, por los consejos y enseñanzas ofrendadas. Al Sr. José Berrospi por su apoyo físico y moral.

Al Ing° Wilmer Arenas Oporto, catedrático de la Universidad Nacional Jorge Basadre Grohmann y asesor de la presente tesis, por su apoyo y confianza dada a mi persona. A los Ing°s Conrado Bedoya Jaén, Pio Coila Valdez y Edwin Pino Vargas, catedráticos de la UNJBG, por su aliento constante y motivación.

Especial y sincero agradecimiento a mis compañeros y amigos Ing° Jorge Acosta Ale y Bach. Alexander Flores Rojas por su desprendimiento e invaluable apoyo físico y moral en cada etapa del presente trabajo. Así mismo doy un sincero agradecimiento por su apoyo a los Ing°s Gualberto Tejada y Carlos Barrantes, a los Bachs. Arturo Ramos, Roxana Quispe, Manuel Lara, Sandra Valdivia, Salome Bedoya, Enzzo Viacava y Wilbert Chambi, y a los estudiantes Tony Canqui, Rubén Cahuana y Gilmer Mamani.

Por último, un especial agradecimiento a mi esposa, a mis padres, mis hermanos, mis suegros y amigos que fueron fundamentales con su apoyo y motivación en la realización de la presente tesis.

RESUMEN

El estudio de la estratigrafía y paleogeografía del Area Mal Paso-Palca (Tacna), basado en observaciones nuevas así como reinterpretaciones de informaciones publicadas, ha permitido reformular la historia geológica a escala local y regional. Esta reformulación manifiesta un largo proceso de adelgazamiento litosférico a partir del Paleozoico superior (Devónico - Misisipiano), además del crecimiento local de un arco volcánico a partir del Cretáceo inferior.

Durante los inicios de este proceso se apertura un *rift* incipiente donde se depositaron sedimentos mayormente clásticos (Formación Machani y Grupo Ambo).

Durante el Pensilvaniano, el adelgazamiento litosférico alcanzó un estado capaz de producir cantidades considerables de magma básico (Formación Junerata), siendo posible la creación de una cuenca marginal. El evento efusivo Junerata terminó en el Jurásico basal, iniciándose un proceso sedimentario entre el Sinemuriano y el Valanginiano. La serie sedimentaria registra una profundización de la cuenca durante el intervalo Sinemuriano – Toarciano medio y un inicio de somerización del Caloviano medio al Valanginiano. El período de inundación máxima se ubica en el intervalo Toarciano superior – Caloviano inferior.

Así mismo, el registro estratigráfico indica el desarrollo de un arco volcánico en las cercanías de la zona de estudio (Formación Chulluncane) probablemente a partir del Hauteriviano.

De acuerdo con las evidencias de campo, el Sistema de fallas Incapuquio (SFI) ya estaba activo durante la formación de la cuenca marginal, la cual profundizaba hacia el suroeste. Así mismo, hacia el noroeste de la zona de estudio (en el Sector de Yura), la dirección que presenta una serie de fallas sinsedimentarias, generadas en el Jurásico inferior y medio, concuerda con la orientación del Sistema de fallas Incapuquio y Challaviento, lo que también sugiere que el SFI estuvo activo durante el *rifting*.

CONTENIDO

CAPITULO I	
INTRODUCCIÓN.....	01
1.1 Ubicación.....	02
1.2 Accesibilidad.....	04
1.3 Objetivos.....	05
1.4 Método de Trabajo.....	05
1.4.1 Fase de Recopilación de información.....	05
1.4.2 Fase de campo y procesamiento de datos.....	06
1.4.3 Fase de representación e interpretación de los datos....	08
1.5 Trabajos anteriores.....	09
CAPITULO II	
GEOMORFOLOGÍA.....	12
2.1 Introducción.....	12
2.2 Descripción de las Unidades Morfotectónicas.....	12
2.2.1 Ladera Pacífica de los Andes.....	13
2.2.2 Cadena Volcánica del Barroso.....	14
2.2.3 Altiplano.....	14
2.3 Descripción de las unidades geomorfológicas locales.....	15
2.3.1 Zona de Montañas.....	15
2.3.2 Superficie Huaylillas.....	17
2.3.3 Escarpas y escombros de deslizamientos.....	18
2.3.4 Incisión de valles.....	20
2.3.5 Terrazas Aluviales.....	22
2.4 Hidrología.....	23
2.5 Clima.....	24
2.6 Vegetación.....	26
CAPITULO III	
CONTRIBUCIÓN A UNA SÍNTESIS ACTUALIZADA DEL	
MARCO GEOLÓGICO REGIONAL.....	28
3.1 Introducción.....	28
3.2 Estratigrafía.....	29
3.2.1 Basamento metamórfico.....	29
3.2.2 Devoniano?-Misisipiano.....	33
3.2.2.1 Formación Machani.....	33
3.2.2.2 Grupo Ambo.....	35
3.2.3 Intervalo Pensilvaniano-Cretáceo inferior.....	39
3.2.3.1 Formación Junerata.....	40
a) Introducción.....	40

	b) Descripción Litológica.....	42
	c) Espesor.....	43
	d) Edad.....	44
	e) Evolución Vertical.....	45
	f) Contexto Volcánico.....	46
	g) Correlación.....	47
3.2.3.2	Formación Pelado.....	47
	a) Introducción.....	47
	b) Descripción Litológica.....	49
	c) Espesor.....	50
	d) Edad.....	50
	e) Análisis Secuencial y Evolución Vertical....	52
	f) Medio Ambiente Deposicional.....	58
	g) Correlación.....	60
3.2.3.3	Formación San Francisco.....	62
	a) Introducción.....	62
	b) Descripción Litológica.....	64
	c) Espesor.....	65
	d) Edad.....	66
	e) Análisis Secuencial y Evolución Vertical....	68
	f) Medio Ambiente Deposicional.....	70
	g) Correlación.....	71
3.2.3.4	Grupo Yura s.s.....	72
	a) Formación Ataspaca.....	73
	a.1 Introducción.....	73
	a.2 Descripción Litológica.....	74
	a.3 Espesor.....	75
	a.4 Edad.....	75
	a.5 Análisis Secuencial y Evolución Vertical	77
	a.6 Medio Ambiente Deposicional.....	81
	a.7 Correlación.....	83
	b) Formación Chachacumane	84
	b.1 Introducción.....	84
	b.2 Descripción Litológica.....	85
	b.3 Espesor.....	85
	b.4 Edad.....	86
	b.5 Análisis Secuencial y Evolución Vertical	87
	b.6 Medio Ambiente Deposicional.....	91
	b.7 Correlación.....	92
3.2.3.5	Formación Chulluncane.....	93
3.2.4	Cenozoico.....	97
3.2.4.1	Formación Tarata.....	97

	3.2.4.2 Formación Huilacollo.....	100
	3.2.4.3 Formación Huaylillas.....	101
	3.2.4.4 Depósitos antiguos de escombros de deslizamientos.....	103
	3.2.4.5 Grupo Barrosos.....	105
	3.2.4.6 Conglomerados Calientes.....	106
	3.2.4.7 Toba Tala.....	108
	3.2.4.8 Depósitos aluviales recientes.....	109
3.3	Rocas Intrusivas.....	110
	3.3.1 Complejo Plutónico Mal Paso.....	110
	3.3.2 Unidad Intrusiva Challaviento.....	113
	3.3.3 Unidad Intrusiva Lluta.....	114
	3.3.4 Pórfido Dacítico de Palquilla.....	116
	3.3.5 Sills y diques básicos.....	117
3.4	Tectónica.....	117
	3.4.1 Sistema de fallas Incapuquio y Challaviento.....	118
	3.4.1.1 Tectonitas Incapuquio.....	120
	3.4.2 Edad de la actividad del Sistema de fallas Incapuquio y Challaviento.....	121

CAPITULO IV

EVOLUCION PALEOGEOGRAFICA Y PALEOTECTONICA EN EL INTERVALO PALEOZOICO SUPERIOR-CRETACEO INFERIOR

	123	
4.1	Interpretación geodinámica en la zona de estudio.....	123
	4.1.1 Introducción.....	123
	4.1.2 Evolución Paleogeográfica en el Devoniano?-Misisipiano.....	123
	4.1.3 Evolución Paleogeográfica del Pensilvaniano al Hetangiano.....	124
	4.1.4 Evolución Paleogeográfica del Sinemuriano al Valanginiano.....	126
	4.1.5 Invasión de la Cuenca por una sedimentación Volcanodetrítica a partir del ?Hauteriviano.....	133
4.2	Interpretación geodinámica en otros sectores de la cuenca...	137
	4.2.1 Introducción.....	137
	4.2.2 Estudios referentes al sur del Perú.....	138
	4.2.2.1 Evolución de la Cuenca de Arequipa.....	138
	4.2.2.2 Comparación con el área de estudio.....	142
4.3	Estudios referentes al margen occidental de Sudamérica (Gondwana).....	145

CAPITULO V	
GEOLOGÍA ECONOMICA.....	148
5.1 Introducción.....	148
5.2 Depósitos Metálicos.....	148
5.3 Depósitos No-Metálicos.....	149
5.4 Hidrocarburos.....	151
5.4.1 Posibles Rocas Madre.....	151
5.4.2 Posibles Rocas Reservorio.....	151
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	153
REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS.....	158
ILUSTRACIONES	
TABLAS	
ANEXOS	

CAPITULO I

INTRODUCCIÓN

La Cordillera de los Andes es una de las principales cadenas montañosas existentes en la corteza terrestre. Desde muchos años, el conocimiento de su evolución geodinámica a través del tiempo es el principal objetivo de muchos estudios científicos.

Dentro del marco del Convenio firmado entre el Institut de Recherche pour le Développement (IRD) de Francia y la Universidad Nacional Jorge Basadre Grohmann, representada por la Escuela de Ingeniería Geológica-Geotécnica de la UNJBG de Tacna, se vienen realizando investigaciones en la parte central de la Cordillera de los Andes, principalmente en el lado centro-occidental del llamado Oroclino boliviano (Fig. 1.1). El objetivo principal es entender los procesos sedimentarios, magmáticos y tectónicos, preorogénicos y sinorogénicos, que se desarrollaron en este segmento de la cadena andina.

La actividad de la cuenca triásico?-jurásica en el sur del Perú (cf. Sempere et al., 2002) constituye una etapa preorogénica de mayor importancia. Esta cuenca ha sido mayormente estudiada en la zona de Arequipa donde se propusieron modelos evolutivos que no han sufrido muchas variaciones hasta la actualidad.

El interés científico sobre los procesos preorogénicos y la importante actividad de esta cuenca motivaron la realización del estudio “Estratigrafía y Paleogeografía del intervalo Paleozoico Superior-Cretáceo inferior en el extremo Sur del Perú” (Área Mal Paso-Palca), en el cual se presentan datos nuevos referentes al origen y actividad de los procesos sedimentarios que se produjeron durante este intervalo estratigráfico, y su relación con la fuerte actividad magmática registrada en la zona de estudio Mal Paso - Palca.

1.1 Ubicación

El área Mal Paso-Palca se ubica, morfológicamente, sobre la Ladera Pacífica de la Cordillera de los Andes (ver más adelante), a unos 58 km al noreste de la ciudad de Tacna. Se extiende dentro de las provincias de Tacna y Tarata; los poblados que se encuentran dentro de esta área son: Palca, Palquilla, Ataspaca, Challaviento, Toquela, Ancoma y Caplina,

además de los caseríos: Huanune, Huanune Chico, Causuri, Chulpapalca, Ingenio, Mal Paso, Huacano Grande y Huacano Chico.

El área de estudio tiene forma de un polígono irregular (Fig. 1.2), cuyos vértices presentan las siguientes coordenadas (UTM-Sistema WGS84) :

1.- 378 000 E	8 058 000 N
2.- 383 000 E	8 043 000 N
3.- 393 000 E	8 038 000 N
4.- 395 000 E	8 031 000 N
5.- 409 000 E	8 028 000 N
6.- 407 000 E	8 045 000 N
7.- 393 000 E	8 057 000 N

El perímetro de este polígono irregular alcanza los 98.9 km., mientras que el área calculada es de 512.2 km² aproximadamente. El área ha sido dividida en cuatro sectores: noroeste(NO), noreste (NE), sureste (SE) y suroeste (SO), con el fin de brindar una mejor ubicación dentro de la zona de estudio.

La región tacneña aun se encuentra poco estudiada. Su ubicación dentro del sector centro-occidental de la Cordillera de los Andes (Fig. 1.1) muestra la importancia del conocimiento de su estratigrafía. Estos puntos fueron fundamentales en la determinación del Area Mal Paso-Palca como zona de estudio.

1.2 Accesibilidad

Se puede tener acceso a la zona de estudio por medio de las siguientes vías (Fig. 1.2):

- Carretera Tacna-Calientes-Pallagua, asfaltada desde Tacna hasta la localidad de Calientes (aproximadamente 20 km), continuando un tramo afirmado de 15 km hasta las cercanías de Pallagua.
- Carretera Tacna-Tarata, asfaltada desde Tacna hasta las cercanías del caserío de Huacano Grande continuando afirmada hasta Tarata.

- La carretera Tacna-Palca-Bolivia, asfaltada hasta la zona de Lluta continuando afirmada hasta Bolivia.

Además de estas vías existe un sinnúmero de caminos de herradura que atraviesan diferentes partes del área Mal Paso-Palca.

1.3 Objetivos

- El objetivo científico y principal de este trabajo es contribuir a mejorar el conocimiento geológico del área ubicada al norte y noreste de Tacna, especialmente en lo que se refiere a las rocas de edad Paleozoico superior a Cretáceo inferior.
- El objetivo personal para la presente tesis es obtener el grado de Ingeniero Geólogo-Geotecnista.

1.4 Método de Trabajo

1.4.1 Fase de Recopilación de Información

En esta fase se trató de obtener toda la información disponible relacionada con el interés científico que se tiene sobre la zona de estudio. Esto comprendió la interpretación de fotos aéreas e imagen satelital, con el fin de realizar un mapeo geológico y estructural preliminar. Para el tratamiento de la imagen satelital se hizo uso del software de procesamiento digital ENVI 3.5.

Si bien no existen muchos estudios sobre el intervalo Paleozoico superior - Cretáceo inferior en esta parte de la región, se obtuvo una base de datos suficiente para plantear una estratigrafía local preliminar, y así mismo se evaluó los modelos de evolución paleogeografía del extremo sur del Perú planteados por diferentes autores.

1.4.2 Fase de campo y procesamiento de datos

En esta fase se llevó a cabo una serie de campañas de campo de 4 a 5 días de duración, cuyo objetivo era trazado previamente en gabinete. Finalizada cada una de las campañas de campo, se procesaban los datos recolectados, planteándose

hipótesis iniciales de trabajo que posteriormente iban madurando y confluyendo conforme se realizaban las siguientes campañas de campo.

Para las campañas iniciales se planteó como objetivos principales la comprobación y corrección del mapeo geológico y estructural, obtenidos de la interpretación de las fotografías aéreas y de la imagen satelital; y segundo, la selección de secciones estratigráficas que brinden las mejores condiciones para el levantamiento de columnas.

Para cumplir con los objetivos de la tesis se seleccionaron cuatro secciones; tres en la zona de Palca y una en la zona de Palquilla. Las columnas se levantaron en campañas siguientes, en donde la búsqueda de fósiles fue muy minuciosa, con el fin de obtener un porcentaje elevado de ejemplares en buen estado que valgan para su determinación y una definición cronológica óptima.

Las plantas encontradas en Mal Paso fueron estudiadas por el Dr. Roberto Iannuzzi (Universidade do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brasil; Pino et al., 2002). Los ammonites encontrados fueron rotulados y enviados a Francia donde fueron estudiados por el Dr. Luc Bulot (CNRS - Universidad de Marsella).

En los casos de duda sobre la naturaleza de las rocas encontradas, se procedió a un muestreo para un posterior estudio en secciones delgadas.

También se muestreó algunas rocas ígneas para su eventual datación en el Laboratorio de Geocronología de la Universidad de Nice (Francia), es decir en caso de que se pudiera comprobar una ausencia de alteración de los minerales datables.

1.4.3 Fase de representación e interpretación de los datos

Culminada la etapa de campo, se procesó toda la información recolectada con la finalidad de interpretarla y, por último, establecer las conclusiones de la investigación realizada. Las interpretaciones del presente estudio fueron confrontadas con teorías propuestas por otros autores en investigaciones anteriores.

La producción gráfica que se presenta como resultado de esta investigación, está conformada por: un mapa geológico-tectónico a escala, georeferenciado en el sistema de coordenadas WGS84 (Base topográfica obtenida en: Hojas 36-v y 36-x a escala 1:100 000 del Instituto Geográfico Nacional-2da. Edición); cuatro columnas estratigráficas, con su respectiva descripción e interpretación; por último, esquemas paleogeográficos del intervalo Paleozoico superior - Cretáceo inferior.

También se presenta un mapa geomorfológico donde han sido definidas las unidades morfológicas presentes en la zona de estudio.

Por último se realizó la redacción de la presente tesis donde se presenta el producto de dos años de trabajo. En este trabajo se usan las edades absolutas indicadas por Palmer y Geissman. (1999) para el Paleozoico, y Hardenbol et al. (1998) para el Mesozoico y Cenozoico.

1.5 Trabajos anteriores

- En 1921, J. Felsh presenta un estudio titulado “Indicios de Petróleo en Capas del Calloviano-Jurásico Superior, en la quebrada Chichaja” (Palca-Tacna) publicado en Chile. El texto no ha podido ser encontrado en la bibliografía nacional, por lo que no se tiene mayor referencia.
- En 1962, J. Wilson y W. García realizaron el levantamiento geológico de los cuadrángulos de Pachía y Palca, como parte del programa de la Carta Geológica Nacional, presentando un boletín para las cartas geológicas 36-V (Pachía) y 36-X (Palca).
- En 1981, el Dr. Jean-Claude Vicente publica su trabajo titulado “Elementos de la Estratigrafía Mesozoica Sur-Peruana” (Vicente, 1981), donde trata de establecer una correlación entre las formaciones jurásicas presentes en el extremo sur del Perú y las formaciones clásicamente conocidas de la Cuenca de Arequipa.
- En 1985, Edgar E. Salinas presenta su trabajo de tesis de grado, titulado “Evolución Paleogeográfica del Sur del Perú a la luz de los

Métodos de Análisis Sedimentológicos de las Series del Departamento de Tacna”, en la Facultad de Geología, Geofísica y Minas de la Universidad Nacional de San Agustín.

- En el 2000, el INGEMMET da inicio al programa de actualización del Mapa Geológico del Perú a escala 1:50 000, con la revisión y actualización de las cartas geológicas pertenecientes a la franja 1 (región sur del Perú). La revisión de las cartas de los cuadrángulos de Pachía y Palca estuvo a cargo de R. Monge y J. Cervantes.

CAPITULO II GEOMORFOLOGÍA

2.1 Introducción

En la región sur del Perú se han definido 4 unidades morfotectónicas: La Cordillera de la Costa, el Pie de Monte Pacífico, la Ladera Pacífica de los Andes, la Cordillera Occidental y el Altiplano (Fig. 2.1). Dentro del departamento de Tacna, la Ladera Pacífica de los Andes se encuentra coronada en su borde noreste, por una serie de aparatos volcánicos que conforman una morfología denominada “Cadena Volcánica del Barroso” o “Cordillera del Barroso”, la cual pertenece a la Cordillera Occidental (Wilson y García, 1962; Salinas, 1985). La zona de estudio se ubica dentro de la Ladera Pacífica de los Andes (Fig. 2.1).

2.2 Descripción de las Unidades Morfotectónicas

De acuerdo con la ubicación geográfica y geomorfológica de la zona de estudio, se cree conveniente hacer una descripción de las unidades morfotectónicas ubicadas al noreste del departamento de Tacna.

2.2.1 Ladera Pacífica de los Andes

Esta unidad conforma una faja con dirección general NO-SE, que se encuentra disectada por numerosas quebradas, resultando en una topografía muy accidentada con un predominio de pendientes fuertes (Wilson y García, 1962). En el límite con el Pie de Monte Pacífico se registran cotas entre los 600 y 1000 msnm; mientras que por su lado noreste, en la zona limítrofe con la Cadena Volcánica del Barroso, se tienen cotas entre los 4000 y los 4500 msnm (Fig. 2.2).

Dentro de esta unidad se encuentra parte de las cuencas receptoras de los principales ríos del departamento de Tacna (ríos Locumba, Sama y Caplina). El río Caplina, cuyo valle presenta una forma en “V”, atraviesa la parte central de la zona de estudio. Este valle, tal como lo describiera Wilson y García en 1962, alcanza profundidades resaltantes (más de 1000 m de socavación) cerca de las nacientes del río (Fig. 2.3).

2.2.2 Cadena Volcánica del Barroso

Esta cadena volcánica, como ya se mencionó, se encuentra al noreste de la Ladera Pacífica de los Andes y presenta una orientación noroeste-sureste y localmente norte-sur. En esta unidad se registran algunos de los puntos más altos de la región, como por ejemplo el Nevado del Barroso que culmina en 5700 msnm.

La Cadena Volcánica del Barroso está conformada por un conjunto de aparatos volcánicos, así como vestigios de grandes conos, que manifiestan que la actividad magmática fue importante en los últimos millones de años. Las cumbres de estos conos se encuentran cubiertos por cascos permanentes de nieve (Fig. 2.2).

2.2.3 Altiplano

En la región tacneña se tiene una pequeña área altiplánica, ubicada al este del departamento, en el lado nororiental de la Cordillera del Barroso (Fig. 2.1). Esta unidad alcanza su mejor desarrollo en Bolivia.

Consiste en extensas pampas situadas sobre los 4100 msnm. Estas superficies están formadas por depósitos fluvio-glaciares. El drenaje está compuesto por riachuelos y valles pantanosos de poca profundidad (Wilson y García, 1962).

2.3 Descripción de las unidades geomorfológicas locales

Se han definido 5 unidades geomorfológicas locales dentro de la zona de estudio, que a su vez se hallan dentro de la Ladera Pacífica de los Andes. En la Figura 2.4 (en Anexos) se muestra un mapa morfológico donde se diferencia estas unidades locales descritas.

2.3.1 Zona de Montañas

Esta unidad ocupa el 60 % de la zona de estudio. Las montañas presentan elevaciones que oscilan entre los 3100 msnm (Cerro Negro) y los 4655 msnm (Cerro Chulluncane), en los sectores noroeste y sureste respectivamente.

Las elevaciones que superan los 4000 msnm se encuentran predominantemente en los sectores noreste y sureste de la zona de estudio, podemos mencionar los cerros Chulluncane, Llaullacane, Achocollo, Junerata, Pelado, Challavilca, Sino, Sarani, Agua de Milagro, Sale, Palquilla y Talane.

Estas elevaciones son predominantemente escarpadas y rugosas, ya que están formadas en su mayoría por rocas volcánicas basálticas y por cataclasitas-milonitas (Fig. 2.5), las cuales presentan un alto grado de dureza. Los cerros Pelado, Chulluncane, Llaullacane y Sarani están formados por rocas sedimentarias, por lo que presentan formas menos rugosas a excepción de las escarpas formadas por potentes niveles de conglomerados y areniscas cuarcíticas en la cumbre del cerro Chulluncane.

El sistema de drenaje preponderante en esta unidad local, es de tipo dendrítico, presentando algunas variaciones, en cuanto a su densidad y forma, debido a los diferentes tipos de rocas que afloran en la zona. Cada sistema de drenaje tiene una confluencia hacia los principales ríos o quebradas presentes en el área de estudio, como la quebrada Huacano Grande, el río Caplina y la quebrada Palca.

2.3.2 Superficie Huaylillas

La Superficie Huaylillas corresponde a la superficie de deposición de las últimas ignimbritas que conforman la Formación Huaylillas, datadas en ~18 Ma en Tacna y ~12 Ma en Chile (ver Capítulo III). Esta superficie tiene por lo tanto una edad Mioceno inferior en la región de Tacna, y por consiguiente en la zona de estudio. Se preservó en varios sectores de la región debido a la existencia de un clima desértico y a la debilidad de los fenómenos erosivos.

Fue descrita inicialmente por J. Wilson (1962) en el cuadrángulo de Huaylillas, donde se puede apreciar una topografía que se distingue ampliamente de la circundante (Fig. 2.6). Esta distinción se basa en un drenaje paralelo conformado por pequeñas quebradas no muy profundas en forma de “V”, que presentan una dirección casi constante, con un promedio hacia N 75° E. Hacia el noroeste, la dirección del drenaje varía progresivamente, presentando una tendencia a orientarse más hacia el este.

En la región de Tacna, a lo largo de la Cordillera Occidental, se pueden apreciar remanentes de esta superficie Huaylillas en las cumbres de algunas elevaciones. Sólo en el cuadrángulo Huaylillas alcanza una gran extensión.

Esta morfología se puede apreciar en el extremo inferior izquierdo del sector sureste de la zona de estudio, en la cumbre del cerro Huanune y parte del cerro Condorine (Fig. 2.7), y, además, en parte del cerro Niquela (flanco izquierdo de la quebrada Palca). En estos vestigios de la Superficie Huaylillas la dirección del drenaje presenta una variación hacia el sur, registrándose un promedio de N45°E, aproximadamente.

2.3.3 Escarpas y escombros de deslizamiento

Existe una serie de deslizamientos asociados a los afloramientos de la Formación Huaylillas, que han dejado restos como escarpas y depósitos de escombros (Fig. 2.6), que forman una topografía particular que merece ser diferenciada de las demás unidades geomorfológicas (ver más adelante).

Esta unidad ha sido descrita en la cuenca del río Callazas (C. Bedoya, 1988), donde presenta una escarpa de deslizamiento de aproximadamente 10 km de longitud. También ha sido definida en la cabecera de algunas quebradas que conforman la cuenca del Río Caplina (Wilson y García, 1962; Flores, en prensa).

Dentro de la zona de estudio, esta unidad se ubica en el mismo sector donde se describió la superficie Huaylillas, en ambos flancos de los cerros Huanune y Condorine (Fig. 2.7), y en el flanco suroeste del cerro Niquela. Presenta pequeñas escarpas con una longitud máxima de 4 km (flanco noroeste del cerro Huanune), esto debido a los reducidos afloramientos de la formación Huaylillas. La inclinación de las escarpas varía entre 50° y 60°.

El fracturamiento y deslizamiento de grandes bloques de la formación Huaylillas generó la acumulación de depósitos de escombros en la base de las escarpas. Estos depósitos están conformados por bloques angulosos de ignimbrita soportados en una matriz generada por la trituración de la misma roca. Estos depósitos presentan una topografía suave e irregular, así como un drenaje escaso e irregular.

2.3.4 Incisión de Valles

Dentro de la zona de estudio es muy visible la presencia de grandes socavaciones. Las dimensiones que presentan estas socavaciones, en comparación con el resto del sistema de drenaje, permiten diferenciarlas como una unidad geomorfológica local (Fig. 2.3 y fig. 2.8).

Las incisiones que forman parte de esta unidad, y sus profundidades, son las siguientes:

- la quebrada Huacano Grande con 850 m,
- la quebrada Contañane con 1420 m,
- el valle del río Caplina con 1090 m,
- la quebrada Ataspaca con 500 m,
- la quebrada Palca con 600 m.

Las profundidades han sido definidas en los puntos con mayor socavación dentro de su curso.

La incisión de los valles se debe a un proceso erosivo controlado por dos factores:

- el desnivel entre el nivel de base (el Océano Pacífico) y la Ladera Pacífica de los Andes, el cual es una consecuencia de la orogenia andina.
- la cantidad de aguas pluviales recibidas por la vertiente.

En el Area Mal Paso-Palca, estos valles transversales presentan una dirección noreste-suroeste, y registran sus zonas más profundas en el lado noreste (sus nacientes), con profundidades que superan los 1000 m (ver en párrafos superiores). Estos valores demuestran la intensidad del proceso erosivo.

2.3.5 Terrazas Aluviales

En el sector noroeste de la zona de estudio, en los alrededores del caserío Huacano Grande, se han reconocido depósitos cenozoicos compuestos por facies de origen aluvial. Estos depósitos han formado una terraza de aproximadamente 7 km de longitud por 1.5 km de ancho, que se encuentra colgada en el margen izquierdo de la quebrada Huacano Grande (Fig. 2.4, en Anexos). Fuera del Area Mal Paso-Palca, terrazas homónimas alcanzan un mayor desarrollo en la curso inferior de la quebrada Huacano Grande, donde toma el nombre de quebrada Chero, formando extensas zonas de pedimentos.

La terraza presenta una superficie regular, con una ligera inclinación de 8° en dirección noroeste-oeste. La superficie es atravesada por una serie de quebradas paralelas con dirección noreste. Estas pequeñas quebradas confluyen en la quebrada Huacano Grande en forma diagonal.

2.4 Hidrología

El área de estudio Mal Paso-Palca se extiende, principalmente, dentro de la cuenca receptora del río Caplina, solo el sector noroeste se encuentra dentro de la cuenca de la quebrada Huacano Grande.

El río Caplina, así como los ríos Sama y Locumba, pertenecen a la Hoya Hidrográfica del Pacífico. Estos tres ríos forman los principales valles del departamento de Tacna.

La cuenca receptora del río Caplina se extiende desde la Cordillera del Barroso (Nevados Barroso, Chipiquiña y Yurimani) hasta la localidad de Calientes, 18 km al SW de la zona de estudio, presentando un área aproximada de 1200 km² (Salinas, 1985). La zona de mayor aporte al escurrimiento superficial se encuentra entre los 3900 y 5500 msnm, denominándola cuenca “húmeda” (Programa de Adecuación y Medio Ambiente-PAMA, INADE, 2000).

La información hidrométrica de la Cuenca Caplina data desde el año 1939, estableciéndose una descarga media mensual multianual de 0.992 m³/s, con mínimas de 0,105 m³/s y máximas de 21,904 m³/s (PAMA, INADE, 2000).

La cuenca hidrográfica de la quebrada Huacano Grande nace en los alrededores del poblado de Palquilla y se extiende, con dirección noreste, hasta la pampa de Layagache donde se encuentra su cono deyectivo. El canal principal alcanza una longitud aproximada de 37 km, desde sus nacientes hasta la desembocadura en su cono deyectivo. La cuenca presenta una escasa escorrentía superficial durante el año, solo en los meses de enero, febrero y marzo (temporada de lluvias) se registran descargas excepcionales; debido a su reducida importancia hidrológica no existe ningún estudio de esta cuenca ni información hidrométrica disponible.

2.5 Clima (Fuente de datos: ONERN, 2000)

En la Ladera Pacífica de los Andes se presentan Unidades Bioclimáticas caracterizadas por la aridez, las altas temperaturas, las bajas precipitaciones, la escasa escorrentía y la ocurrencia de huaycos

excepcionales asociados a años húmedos y al fenómeno El Niño (PAMA, INADE, 2000).

Conforme se asciende en la morfología de la Ladera Pacífica de los Andes se presentan variaciones en la temperatura y las precipitaciones pluviales. En general, el clima dentro de la zona de estudio es desértico. Entre los 2600 y 3600 msnm ocurren precipitaciones pluviales que varían entre 50 y 100 mm/año; temperaturas medias entre 6,5 y 13° C; con un clima árido y templado cálido, y una humedad relativa baja. Entre los 3600 y 3800 msnm se registran precipitaciones que varían entre 100 y 150 mm/año, y una temperatura promedio entre 6,5 y 12°C, en los meses de junio y julio la temperatura desciende a menos de cero grados centígrados. El clima es semi-árido y templado frío.

La zona comprendida entre 3800 y 4600 msnm presenta precipitaciones entre 100 y 200 mm/año y temperaturas medias anuales entre 3 y 5°C.

Durante todo el año existen vientos fríos en las quebradas principales y en las partes altas de las montañas, que pueden alcanzar velocidades importantes.

2.6 Vegetación

La vegetación natural de la zona es del tipo desértico, siendo escasa en la morfología, esto debido a las condiciones climáticas descritas anteriormente. En los fondos de los valles, principalmente en el río Caplina y la quebrada Palca, se presentan escorrentías de agua que permiten un mayor desarrollo de vegetación (Fig. 2.9). Entre las plantas más representativas se puede mencionar: la grama, cola de caballo, paja cortadera, hierba buena silvestre, arbustos y también árboles, como el molle. La escasa cobertura vegetal de las montañas es dominada por las plantas cactáceas, teniendo como principal variedad el Zancayo, el cual llega a medir 2 m de altura (Fig. 2.10). Así mismo, se observa gran cantidad de arbustos leñosos espinosos.

Los habitantes de los diferentes poblados y caseríos que se encuentran dentro de la zona de estudio se dedican a la actividad agrícola, teniendo como principales cultivos el orégano, maíz, la alfalfa, y la papa,

así mismo, el haba y la tuna. La siembra y tala de árboles también es una actividad que se realiza en esta zona. El eucalipto es uno de los principales árboles utilizados como material de construcción y como leña para uso doméstico y comercialización. Para el desarrollo de su agricultura hacen uso de un sistema de irrigación artesanal por gravedad.

CAPITULO III

CONTRIBUCIÓN A UNA SINTESIS ACTUALIZADA DEL MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

3.1 Introducción

Para los fines científicos de la presente tesis, se ha replanteado con mayor detalle la geología del Area Mal Paso-Palca (Fig. 3.1, en Anexos) con el objetivo de realizar una reconstrucción lito y cronoestratigráfica (Fig. 3.2) que se acerque más a la realidad. Dentro del replanteo geológico se ha considerado conveniente mantener los nombres *sensu stricto* de las formaciones locales, dejando de lado la extensión regional de algunos nombres formacionales propuesta por otros autores, por considerar de que existen variaciones laterales en un ámbito regional que dificulta este tipo de definición como sucede con las unidades estratigráficas definidas en la región arequipeña.

La geología de la zona de estudio está representada por rocas del zócalo precámbrico, paleozoicas y sobretudo mesozoicas; también se tienen reducidos afloramientos de rocas cenozoicas en algunos sectores. Las rocas precámbricas y paleozoicas afloran principalmente en el sector noroeste, mientras que las rocas mesozoicas ocurren en los cuatro sectores del área de estudio.

La estructura tectónica de la región y sobretudo de la zona de estudio es dominada por el sistema de fallas Incapuquio; existen varios afloramientos de rocas cuyo origen se encuentra aparentemente ligado al funcionamiento del sistema Incapuquio. Asimismo, se han descrito rocas magmáticas intrusivas en diferentes zonas del área Mal Paso-Palca.

3.2 Estratigrafía

3.2.1 Basamento metamórfico

En la región de Tacna el basamento metamórfico solamente se conoce en una zona de afloramientos, en el sector noroeste de la zona de estudio. Una de sus mejores exposiciones se encuentra en ambos flancos de la quebrada Huacano Grande, a la

altura del Cerro Machani. La zona de afloramientos se extiende en forma alargada con dirección NNO-SSE a través de los cerros Ancocalani y Chinchillane. Este basamento metamórfico es suprayacido por la Formación Machani (Wilson y García, 1962).

El basamento metamórfico se encuentra conformado por rocas metamórficas foliadas. Se trata mayormente de gneises aluminosos (Salinas, 1985) que presentan una alternancia de zonas ricas en minerales ferromagnesianos alterados y de leucosomas cuarzo-feldespáticos subordinados de 1 a 5 mm de espesor (Fig. 3.3). La foliación del gneis se mantiene similar en toda la zona de afloramientos; en diferentes puntos se midió 130/78NE, 132/83NE, 135/60NE, 125/65NE, 130/80NE, 102/51NE.

Las rocas metamórficas que afloran entre Tacna y Tarata son gneises que quedan sin estudio detallado. Dado su ubicación geográfica, estos gneises se pueden comparar con 3 áreas que sí cuentan con estudios:

- Las rocas precámbricas del bloque Mollendo-Camaná registran un intenso metamorfismo a ~1000 Ma de un protolito viejo de ~1900 Ma (Wasteneys et al., 1995; Martignole y Martelat, 2003). Sus afloramientos más orientales (Cocachacra) se encuentran ~190 km al ONO de Huacano y presentan facies metamórficas de muy alta temperatura (Martignole y Martelat, 2003), distintas de las presentes en Huacano.
- Las rocas precámbricas del Cerro Uyarani (Bolivia; 18°30'S, 68°40'W) afloran a 180 km al ESE de Huacano. Consisten de granulitas foliadas máficas y félsicas, charnockitas, y anfibolitas, que son facies distintas de las de Huacano. Su estudio geocronológico evidencia que registran el metamorfismo a ~1000-1150 Ma de un protolito viejo de ~2000 Ma (Wörner et al., 2000), y en eso se asemejan a las del bloque Camaná-Mollendo.
- Las rocas metamórficas de Belén (norte de Chile; 18°30'S, 69°30'W) afloran a 120 km al SSE de Huacano y consisten de anfibolitas, gneises, esquistos, y cuarcitas menores, facies que en parte son similares a las de Huacano. Los circones de su

protolito sugieren edades de 1700-1900 Ma pero podría tratarse de circones detríticos (Wörner et al., 2000). Estas rocas han registrado dos transformaciones metamórficas, respectivamente durante los períodos 540-460 Ma (Cámbrico-Ordoviciano) y 390-360 Ma (Devoniano medio y superior), y por lo tanto se pueden considerar como de edad paleozoica (Wörner et al., 2000).

Dado esta variedad de rocas y edades en las tres áreas donde se conocen rocas metamórficas a una distancia menor a 190 km, se tiene que recomendar un estudio petrológico y geocronológico de las rocas metamórficas de Huacano.

Stewart et al. (1974) publicaron una edad aparente (K-Ar sobre muscovita) de 187 Ma (Jurásico inferior) para un gneis muestreado en los alrededores del Cerro Pallagua, en el sector suroeste de la zona de estudio. Pese a que existen dudas acerca de la ubicación exacta de esta muestra, es evidente que se trata de una roca del basamento metamórfico cuyo sistema K-Ar fue probablemente reinicializado en ~187 Ma, es decir alrededor del Toarciano. Esta edad aparente, por lo tanto, indicaría la finalización de una anomalía térmica responsable de la reinicialización local del sistema K-Ar.

3.2.2 Devoniano?-Misisipiano

3.2.2.1 Formación Machani

La Formación Machani (Wilson y García, 1962) aflora dentro del sector noroeste de la zona de estudio. El afloramiento se extiende sobre los cerros Machani y Lluta (Fig. 3.4), donde se puede observar el contacto entre esta formación y el basamento metamórfico. El contacto entre ambas unidades se extiende en dirección sur-sureste sobre parte de los Cerros Ancocalani y Chinchillane. Este afloramiento es el único descrito en esta parte de la región.

La Formación Machani se encuentra suprayaciendo en discordancia angular al basamento metamórfico. Al este

de su zona de afloramiento, existe una serie sedimentaria carbonífera, reconocida por ahora como Grupo Ambo (Pino et al., 2002) (ver más adelante Fig. 3.27). El contacto entre la Formación Machani y el Grupo Ambo aún no ha podido ser observado. La Formación Machani, tal como fue definida en el Cerro Machani, sea representa una unidad anterior a este Grupo Ambo, sea forma su parte basal.

Los estratos de esta unidad litoestratigráfica presentan un rumbo comprendido entre N150 y N190, y un buzamiento promedio de 45° hacia el suroeste. La unidad ha sido afectada por la actividad del Sistema de fallas Incapuquio, por lo que presenta una sección incompleta de aproximadamente 400 m de espesor. La Formación Machani es una serie sedimentaria granodecreciente; en su base se observan niveles conglomerádicos intercalados con areniscas finas oscuras. Los conglomerados están compuestos principalmente por clastos redondeados de gneis envueltos en una matriz arenosa (filarenitas). Prosigue una alternancia de conglomerados finos, areniscas gris oscuras y lutitas negras. Por último, se observa una potente sucesión de delgados bancos de lutita negra, donde se han hallado restos fósiles de plantas que no pudieron ser extraídos para su determinación, debido a la alta fisibilidad de la roca.

Se propuso inicialmente una edad triásica para esta unidad (Wilson y García, 1962). Todos los fósiles encontrados hasta la fecha en estratos atribuidos a la Formación Machani provenían en realidad de los afloramientos vecinos del Grupo Ambo. Por lo tanto, se desconoce la edad de la Formación Machani, en caso de que represente una unidad anterior al Grupo Ambo; sin embargo, es probable que se trate entonces de un rango cronológico cercano, tal como Carbonífero basal o Devoniano. El rango propuesto se ubica dentro del intervalo 400-330 Ma. Cabe notar que la finalización de un metamorfismo está datado en 390-360 Ma en Belén, a sólo 120 km al SSE de Machani (Wörner et al., 2000; ver más arriba), y es muy posible que la reanudación de la

sedimentación representada por la Formación Machani esté vinculada con este evento.

3.2.2.2 Grupo Ambo

Esta unidad sedimentaria aflora en el sector noroeste de la zona de estudio y su afloramiento forma una franja angosta de dirección NNE-SSO (Fig. 3.1, en Anexos). Se expone a lo largo del flanco oriental de los cerros Ancocalani y Chinchillane, así como en parte del flanco occidental del Cerro Chare.

Los estratos del Grupo Ambo se encuentran bastante plegados, por lo que es difícil determinar su espesor total, sólo se observa la parte superior de esta unidad. De acuerdo con la polaridad determinada en estratos de calcarenitas, el Grupo Ambo se encuentra infrayaciendo un conjunto de coladas basálticas asignado a la Formación Junerata. Este contacto puede ser observado en las quebradas Teninguirre y Ancosontine principalmente. Como ya se mencionó, aún no se ha encontrado la base inferior de esta unidad, mientras la Formación Machani aflora al oeste del basamento metamórfico. Esto constituye un problema estratigráfico que viene siendo investigado por el grupo de investigación de la UNJBG.

El afloramiento de esta secuencia carbonífera está constituido por una variedad de facies sedimentarias. Hacia su parte inferior existe una alternancia de calizas fosilíferas y calcarenitas que presentan una fina laminación ondulada. Continúa una sucesión finamente estratificada de lutitas verdosas intercaladas con calizas negras. Los niveles de lutitas contienen abundantes plantas y troncos fósiles. Finalmente, hacia el contacto con las coladas volcánicas de la Formación Junerata, se observa una predominancia de areniscas blanquecinas de grano grueso y hasta conglomerádico, que se intercalan con algunos niveles calcáreos.

Las plantas fósiles recolectadas en los niveles lutáceos verdosos fueron identificadas como: *Nothorhacopteris* cf. *kellaybelenensis* (Fig. 3.5) y *Tomiodendron* sp. (Fig. 3.6) (Pino et al., 2002), las cuales indican el Misisipiano superior (Viséano superior – Serpukhoviano inferior; ~340-325 Ma). Ambos taxones, sobre todo la especie *Nothorhacopteris* cf. *kellaybelenensis*, han sido reconocidos ampliamente en las zonas de Ocoña-Puerto Viejo y Paracas (Grupo Ambo, costa del Perú) como parte del registro del Reino Florístico de Paracas (Alleman y Pfefferkorn, 1988); así como en la Península de Copacabana (Bolivia) donde se han realizado estudios más detallados sobre una mayor variedad florística (Azcu y Suárez-Soruco, 1993; Iannuzzi et al, 1993, 1994) hallada en niveles lutáceos verdosos de la Formación Siripaca (miembro superior del Grupo Ambo de Bolivia).

La similitud litológica y florística entre el Grupo Ambo (peruano y boliviano) y la secuencia descrita dentro del área de estudio, permite correlacionarlos sin ninguna duda. Esta secuencia carbonífera aun no ha sido estudiada con detalle, por lo que se cree conveniente establecerla, por ahora, como Grupo Ambo, dentro de la zona de estudio.

En estratos ubicados en la zona de afloramiento del Grupo Ambo, pero que fueron inicialmente considerados como parte de la Formación Machani, se hallaron en niveles calcáreos pelecípodos identificados como *Myalina pliopetina* (Newell), que indican una edad Pérmico inferior (Salinas, 1985). En el levantamiento geológico de los cuadrángulos del sur del Perú a escala 1:50 000, realizado por INGEMMET en el año 2000, se identificaron en la misma zona los pelecípodos que fueron determinados como *Phestia* cf. *P. brevirostris* (Hall & Whittfield), *Limoptera macroptera* (Conrad), *Paracyclas rugosa* (Goldfuss), *Pterinopecten* sp., *Dysodonta* sp., *Paraprothyris* sp. y *Mytilarca* sp. Estos pelecípodos, sin embargo, indican una edad Devoniano inferior-medio (Aldana, 2002) que discrepa con la edad brindada por la flora fósil *Nothorhacopteris* cf. *kellaybelenensis* y *Tomiodendron* sp. Dado que en el

Paleozoico superior las plantas son mucho más diagnósticas que los pelecípodos, se considera que es la edad misisipiana que se tiene que tomar en cuenta, y se recomienda por lo tanto una nuevo estudio de los pelecípodos.

3.2.3 Intervalo Pensilvaniano - Cretáceo inferior

El intervalo estratigráfico comprendido desde el Pensilvaniano hasta el Cretáceo inferior es el principal motivo de investigación en la presente tesis. Este intervalo se encuentra conformado por cinco unidades litoestratigráficas (Fig. 3.2): Formación Junerata, Formación Pelado, Formación San Francisco, Grupo Yura, que a su vez está conformado por las formaciones Ataspaca y Chachacumane, y Formación Chulluncane.

Se seleccionaron cuatro secciones para el levantamiento de columnas: el Cerro Huanuane (formaciones Junerata, Pelado y San Francisco), el cerro Palquilla (Formación Pelado), la quebrada Ammos (Formación San Francisco) y la quebrada Cuviri-Quilla (Grupo Yura y Formación Chulluncane). En particular, en los siguientes párrafos se presenta un análisis sedimentológico de las formaciones Pelado, San Francisco, Ataspaca y Chachacumane en base a las columnas levantadas.

3.2.3.1 Formación Junerata

a) Introduccion

Esta unidad fue definida y descrita por Wilson y García (1962), en el Cerro Junerata (cuadrángulo de Palca). Fue redefinida por Salinas (1985), Monge y Cervantes (2000), como Formación Chocolate, dada su correlación estratigráfica con la Formación Chocolate s.s. (i.e., *sensu*: Jenks, 1948; Sempere et al., 2002) descrita en Arequipa. Sin embargo, se prefiere mantener el nombre original de Formación Junerata, por tratarse de facies locales. La localidad tipo aflora en el Cerro Junerata, ubicado al sureste inmediato del poblado de Palca, dentro del sector sureste.

Los afloramientos de la Formación Junerata (Wilson y García, 1962) se ubican en los sectores noroeste, noreste y sureste, y se alinean con una dirección NO-SE sobre los cerros Vilacollo, Chare, Yerbabuenani, Sino, Chontacollo, Junerata y Tarujane (Fig 3.1). También se puede observar en ambos flancos de la quebrada Palca, entre los caseríos Huanune y Huanune Chico.

La Formación Junerata sobreyace concordantemente al Grupo Ambo e infrayace de igual manera a la Formación Pelado (Fig 3.2); además, en el contacto superior se observa una superficie erosiva, encima de la cual descansa una sucesión turbidítica que conforma la base de la Formación Pelado.

b) Descripción Litológica

La Formación Junerata está compuesta de una serie de coladas basálticas que en algunos niveles se encuentran interstratificadas con delgados bancos de sedimentos finos, descritos como lodolitas silíceo-calcáreas (Pino et al, 2002). Se registran coladas de hasta 50 m de espesor, aunque es difícil determinar el contacto entre ellas debido a la litificación y fracturamiento de la roca. Los basaltos presentan cristales de plagioclasa envueltos en una matriz afanítica. Las coladas exponen una coloración gris violácea a verdosa debido a que las rocas registran un alto grado de alteración que ha provocado la transformación de la plagioclasa en epídota y el rellenamiento de sus vacuolas por calcita y/o calcedonia.

En la sección considerada, la parte aflorante de esta serie volcánica corresponde a una sola secuencia dividida en dos miembros. El miembro inferior culmina con una superficie almohadillada que es cubierta por un banco de sedimentos de 0,4 m de espesor (Fig. 3.7), compuesto de lodolitas silíceo-calcáreas de color gris oscuro a negro donde no se han encontrado fósiles.

En la sección del Cerro Vilacollo también se han observado delgados bancos de sedimentos finos cubriendo coladas de basalto con superficies onduladas, y posiblemente almohadillas (Fig. 3.8).

c) Espesor

Los afloramientos de esta formación han sido afectados por el sistema de fallas Incapuquio, por lo cual no existe una sección completa dentro de la zona de estudio. En la sección del Cerro Huanuane aflora sólo la parte superior de la formación, que está en contacto con las facies calcáreas de la Formación Pelado; la parte inferior de esta sección está en contacto con las Tectonitas Incapuquio. En esta localidad la Formación Junerata alcanza un espesor de 170 m, mientras que en la sección de los cerros Vilacollo y Junerata se calcula un espesor aproximado de más de 300 m, a pesar que no se observa su base en ambas secciones.

d) Edad

No se ha realizado ningún análisis de datación sobre los basaltos de esta formación. El grado de alteración que presenta la roca es un factor que impide la determinación de una edad isotópica por decaimiento radioactivo del potasio. Además, los niveles sedimentarios carecen de elementos fósiles.

Dado que la Formación Junerata suprayace al Grupo Ambo, que contiene flora fósil del Carbonífero inferior (Misisipiano) a menos de 100 m por debajo del contacto, mientras que la sobreyacente Formación Pelado contiene ammonites del Sinemuriano inferior (Salinas, 1985), y suponiendo que no se produjo ninguna interrupción estratigráfica mayor, se propone que el vulcanismo básico de la Formación Junerata podría haberse desarrollado entre el Carbonífero superior (Pensilvaniano) y el Jurásico inferior temprano (Hetangiano-Sinemuriano), es decir durante algún período dentro del intervalo 320-200 Ma.

e) Evolución Vertical

En la columna del Cerro Huanuane (Fig.3.9), la Formación Junerata se divide en dos secuencias volcánicas.

La secuencia 1 está formada por dos coladas de 15 y 50 m de espesor respectivamente. Principalmente presentan basaltos macizos, sin estructura alguna. Al tope de la segunda colada se observan basaltos almohadillados, que están cubiertos por un banco de 0,4 m de espesor compuesto por lodolitas siliceo-calcareas macizas (Fig. 3.7).

La secuencia 2 está integrada por cinco coladas basálticas macizas de distintos espesores. El tope de la primera colada de 30 m de espesor presenta una facies brechada, que manifiesta un enfriamiento rápido de la superficie del flujo volcánico.

f) Contexto volcánico

Estas dos secuencias corresponden a un conjunto de pulsos volcánicos, que expulsó un abundante magma básico fluido. Estos flujos se acumularon bajo agua, como lo indican los basaltos almohadillados intercalados con lodolitas.

Las lodolitas manifiestan cortos períodos de calma en la actividad volcánica, que permitían una acumulación de sedimento sobre una colada recién depositada.

g) Correlaciones

Los niveles superiores de la Formación Junerata son coetáneos de los niveles basales de la Formación Chocolate del litoral tacneño. Por otro lado, la parte inferior de la Formación La Negra del norte chileno, de edad Hetangiano-Sinemuriano (Muñoz et al., 1988), fue

aparentemente sincrónica con los niveles más superiores de la Formación Junerata. La Formación Chocolate s.s. del Triásico superior-Jurásico inferior es sincrónica con las coladas basálticas presentes en la zona de estudio.

3.2.3.2 Formación Pelado

a) Introducción

Esta denominación fue dada por Wilson y García (1962), quienes establecieron su sección tipo en el Cerro Pelado (Fig. 3.10), ubicado en el extremo SE de la zona de estudio. La Formación Pelado aflora principalmente en los sectores noreste y sureste. Esta formación presenta sus mejores exposiciones en los cerros Pelado, Sino y Palquilla (antes identificado como Taracollo, al sur del poblado de Palquilla).

En el Cerro Pelado, así como en los cerros Palquilla y Sino, la Formación Pelado se encuentra suprayaciendo, en contacto concordante y con una superficie erosiva, a las coladas basálticas de la Formación Junerata. El contacto de esta unidad calcárea con la suprayacente Formación San Francisco es transicional. En los cerros Pelado y Palquilla el tope de la Formación Pelado se encuentra fallado; en la quebrada Cuviri, cerca al caserío de Chulpapalca, las formaciones Pelado y San Francisco se encuentran plegadas, lo que hace difícil determinar el contacto entre ellas. También aflora a lo largo de la quebrada Palca, en los cerros Huanune y Huanuane, donde presenta un espesor reducido (26 m), en comparación con las demás secciones observadas.

La Formación Pelado marca el inicio de un proceso continuo de sedimentación dentro de la cuenca y de la reducción correspondiente de la actividad magmática.

b) Descripción Litológica

La Formación Pelado se compone de una secuencia basal clástica de 40 m de espesor, formada por areniscas de coloración gris verdoso a verdoso, de grano grueso a fino. Varios niveles presentan clastos de basalto de diferentes diámetros.

Se sobreponen a esta secuencia basal tres secuencias calcáreas, que presentan una evolución vertical parecida. En la base de cada secuencia se observan calizas en bancos gruesos, con laminación ondulada, bioturbación y fragmentos de conchas. La parte superior de cada secuencia es margosa, con algunas intercalaciones de calizas oscuras en sus niveles iniciales. En estas tres secuencias calcáreas se han encontrado varios niveles fosilíferos.

c) Espesor

La Formación Pelado presenta un espesor de 475 m en la sección del Cerro Palquilla; en el Cerro Pelado su sección mide 510 m (Wilson y García, 1962). La sección del Cerro Huanuane, ubicada al suroeste del Sistema de fallas Incapuquio, registra un reducido espesor de 26 m.

d) Edad

Inicialmente se estableció una edad Sinemuriano-Toarciario inferior para esta formación (Wilson y García, 1962). Un estudio más detallado de ammonites permitió precisar que la edad de la Formación Pelado está comprendida entre el Sinemuriano inferior y la base del Toarciario superior (Salinas, 1985), es decir entre ~202 y ~184 Ma (Tabla 3.1).

En la parte inferior de la Formación Pelado se han identificado los ammonites: *Arietites* sp., *Arnioceras* cf. *ceratitoides*, *Arnioceras* cf. *miserabile*, y *Asteróceras* cf. *obtusum*, que indican el Sinemuriano inferior (Salinas, 1985).

En su parte media los ammonites *Crucilobicerias* (*Metadoceras*) cf. *venarensis* (Oppel), *Uptonia* cf. *obsoleta* (Simpson), *Tragophylloceras* sp., y *Fanninoceras* cf. *behrendseni* (Jaworski) indican el Pliensbachiano inferior (Salinas, 1985).

Por último, en la parte superior, se identificaron los ammonites *Nodicoeloceras* sp. o *Dactylioceras* (*Orthodactylites*) sp., *Peronoceras* cf. *subarmatum* (Young & Bird), *Peronoceras* cf. *desplacei* (d'Orbigny), *Hildaites?* sp., y *Harpoceras* cf. *chrysanthemum* (Yokoyama), así como ammonites de las familias Dactylioceratidae e Hildoceratidae. En conjunto estos ammonites indican una edad Toarciano medio. En los niveles más superiores, se determinó el ammonite *Phymatoceras copiapense*, que indica el Toarciano superior (Salinas, 1985).

El estudio preliminar de los ammonites recientemente recolectados en la sección del Cerro Palquilla indica una edad toarciana en la parte media superior de la Formación Pelado (L. Bulot, comunicación personal).

e) Análisis Secuencial y Evolución Vertical

Columna del Cerro Palquilla (código P)

Dentro de esta sección (Fig. 3.11) se identifican 4 secuencias de segundo orden (P1, P2, P3 y P4), que a su vez están divididas en varias secuencias elementales (primero orden).

La secuencia P1 (40 m) está conformada por 6 secuencias elementales (numeradas P1a a P1f), en general granodecrecientes. La secuencia P1a presenta areniscas macizas con niveles microconglomerádicos y base erosiva, además de niveles de areniscas con gradación normal (turbiditas de tipo Ta-b) que retrabajan un material basáltico y son afectadas por fallas sinsedimentarias. La secuencia P1b contiene areniscas con clastos flotantes y base erosiva, y niveles de

areniscas con gradación normal (Ta-b). La secuencia P1c está compuesta por areniscas con laminación en artesa, areniscas con estructuras de escape de agua (“*dish structure*”) y areniscas con gradación normal (Ta-b). La secuencia P1d está conformada por areniscas con laminación en artesa y niveles de areniscas gradadas de grano grueso (turbiditas de tipo Ta). La secuencia P1e está compuesta por areniscas macizas y areniscas turbidíticas con gradación inversa. Y por último, la secuencia P1f es conformada por areniscas turbidíticas con gradación normal.

La secuencia P2 (59 m) está conformada por dos secuencias elementales (numeradas P2a a P2b). La secuencia P2a está compuesta principalmente por calizas con laminación algácea, calizas con brechificación y calizas con bioturbación, además de areniscas turbidíticas con gradación normal. La secuencia P2b está caracterizada por la abundancia de lodos calcáreos (*mudstones*) con laminación fina, además de lodos calcáreos con bioturbación, margas, calcarenitas y areniscas con rizaduras (*ripples*).

La secuencia P3 (77 m) consta de 5 secuencias elementales (numeradas P3a a P3e). La secuencia P3a consiste de areniscas microconglomerádicas granodecrecientes de matriz calcárea y lodos calcáreos bioturbados, con presencia de ammonites aplastados y pelecípodos. La secuencia P3b está compuesta por calizas con bioturbación, calizas con laminación algácea y calizas con bioclastos. La secuencia P3c presenta calizas con bioclastos, calizas con laminación ondulada intercaladas con margas que presentan ammonites, y calizas nodulares. La secuencia P3d está conformada por calizas, margas intercaladas con calizas y principalmente margas. La secuencia P3e está formada por facies calcáreas con algunos niveles fosilíferos.

La potente secuencia P4 (302 m) se compone de 10 secuencias elementales (numeradas P4a a P4j). La secuencia P4a compuesta por calizas con contenido de bivalvos, calizas con bioclastos y calizas con rizaduras

(*ripples*), además de algunos niveles ricos en materia orgánica, casi siempre fétidos. La secuencia P4b se caracteriza por la abundancia de calizas con laminación ondulada, que en algunos niveles registran bioclastos. La secuencia P4c presenta calizas macizas y calizas rojizas con laminación fina horizontal. La secuencia P4d está conformada por calizas bioclásticas y calizas bioclásticas con chert negro bandeado, los bioclastos en su mayoría están conformados por fragmentos de pelecípodos y braquiópodos. La secuencia P4e está compuesta por calizas arenosas y facies turbidíticas bioclásticas; también presentan algunas calizas macizas. La secuencia P4f está conformada por calizas con laminación ondulada que presentan bioturbación y huellas de reptación de anélidos, calizas de tipo *grainstone* y calizas bioclásticas. En la secuencia P4g se presentan calizas fosilíferas y calizas con laminación ondulada que registran bioturbación por madrigueras. Las secuencias P4h a P4j se componen principalmente de facies margosas, además de calizas intercaladas con margas y nódulos calcáreos; en estas secuencias es notable la presencia de ammonites.

En resumen, en la sección del Cerro Palquilla, la Formación Pelado registra un espesor de 475 m; se observa un nivel basal clástico (P1) de 40 metros de espesor, dividido en 6 secuencias elementales (P1a-P1f) compuestas principalmente por una alternancia de areniscas masivas gruesas microconglomerádicas y areniscas verdosas con gradación normal. Ambas facies presentan sedimentos que consisten principalmente de la retrabajación de basaltos. Por encima de este nivel basal, existe una potente serie de facies carbonatadas de 435 m de espesor dividida en tres secuencias (P2, P3 y P4). Estas secuencias registran un desarrollo similar, una primera fase caracterizada por facies someras (P2a; P3a-P3c; P4a-P4g), resaltando la presencia de calizas con laminación algácea, calizas bioclásticas y calizas bioturbadas. Y una segunda fase con facies relativamente profundas (P2b; P3d-P3e; P4h-P4j), dada la presencia de margas, lodos calcáreos (*mudstone*), intercalaciones de calizas con margas y calizas fosilíferas (principalmente con ammonites).

Columna de la quebrada Ammos (codigo A)

En esta columna (Fig. 3.12) sólo se tiene la parte superior de la formación (33 m), donde se han identificado dos secuencias elementales (primer orden) que forman parte de una secuencia mayor A1, probablemente de segundo orden.

La secuencia A1a (22 m) está conformada íntegramente por calcarenitas bioclásticas. La secuencia A1b (11 m) se compone de calizas lutáceas intercaladas con calizas margosas, en una manera rítmica, ambas color gris oscuro a negro.

Columna del Cerro Huanuane (código H)

En la columna (26 m) se han identificado 3 secuencias menores (primer orden), las dos superiores formando una secuencia mayor (Fig. 3.9).

La secuencia H1 está conformada por areniscas macizas.

La secuencia H2 está conformada por 2 secuencias menores. La secuencia H2a compuesta por calizas con bioclastos y demás facies que se presentan muy alterada, lo que impide su identificación. La secuencia H2b está conformada por lodos calcáreos.

f) Medio Ambiente Depositional

En la columna del Cerro Palquilla, las facies de la Secuencia P1 corresponden a flujos turbidíticos de alta densidad (megaturbiditas). La secuencia P2 corresponde a una secuencia de plataforma carbonatada interna tranquila (P2a) que fue afectada por una transgresión marina (P2b). La secuencia P3 se inicia con una fase regresiva, representada por el desarrollo de una plataforma carbonatada interna somera (P3a y P3b), que posteriormente se ve afectada por una transgresión, pasando a un ambiente de plataforma externa no muy

profunda (P3c) y seguidamente a un ambiente de plataforma externa abierta (P3d y P3e); la secuencia culmina con facies de plataforma interna, indicando una nueva regresión. La secuencia P4 indica un ambiente de plataforma carbonatada interna, moderadamente tranquila (P4a y P4b), que a continuación pasa a un medio más agitado sugiriendo un ambiente de barrera (P4c-P4f); por último se instala un ambiente muy profundo (P4g-P4j); el conjunto se interpreta como producto de una lenta transgresión marina.

En la columna de la quebrada Ammos, se aprecia una transgresión marina en la parte superior de la Formación Pelado, pasando de una sedimentación carbonatada somera (A1a) a una sedimentación carbonatada pelágica (A1b).

En la columna del Cerro Huanuane, la secuencia H1 corresponde a una sola turbidita de facies "Ta", de baja densidad, depositada en un ambiente relativamente profundo. La secuencia H2 corresponde a una sedimentación carbonatada en un medio moderadamente tranquilo, que puede ser asignado a un ambiente de plataforma carbonatada externa abierta (H2a); luego se presenta una sedimentación carbonatada pelágica que indica un ambiente profundo (H2b).

g) Correlaciones

La Formación Pelado (Sinemuriano inferior-Toarciano superior) se correlaciona con los niveles calcáreos presentes en el tope de la Formación Chocolate *s.s.*, de edad Sinemuriano inferior (Vicente, 1981) y con la base de la formación Socosani (Toarciano inferior-Bajociano inferior; Vicente et al, 1982), del sector de Yura. En la zona altiplánica, se correlaciona con la unidad calcárea inferior del Grupo Lagunillas de edad Sinemuriano inferior-Bajociano inferior (Vicente, 1981). En la Cordillera Oriental, se correlaciona con los carbonatos del Grupo Pucará de edad Noriano-Liásico (Mégard, 1978; Stanley, 1994).

La Formación Pelado también se correlaciona con el miembro clástico inferior de la Formación Livilcar, de edad Sinemuriano-Toarciano, del norte chileno (Arica; Muñoz et al., 1988); y asimismo se correlaciona con el miembro superior de la formación Cerros de Cuevitas, de edad Sinemuriano, de la Cordillera de la Costa de Antofagata (Muñoz et al., 1988).

3.2.3.3 Formación San Francisco

a) Introducción

Esta formación fue definida por Wilson y García (1962), quienes describieron algunos centenares de metros de areniscas, lutitas y calizas infrayacentes al Grupo Yura, cerca de la desembocadura de la quebrada Palca, en la Pampa San Francisco, es decir a unos 10 km aproximadamente al suroeste de la zona de estudio. La Formación San Francisco presenta sus mejores exposiciones en los cerros Huanune y Huanuane; en la quebrada Ammos; y en la quebrada Cuviri. Estos afloramientos se encuentran en el sector sureste (Fig 3.1, en Anexos).

La Formación San Francisco suprayace a la Formación Pelado con un contacto concordante y transicional. De igual forma, infrayace a la Formación Ataspaca (Fig 3.2).

En los cerros Huanune y Huanuane, aproximadamente 3 km al suroeste del poblado de Palca, aflora la Formación San Francisco suprayaciendo concordantemente a la Formación Pelado. En esta sección, la formación es afectada por el emplazamiento

tabular concordante del plutón Lluta (ver más adelante). Debido a este fenómeno, la continuación de la Formación San Francisco aflora en la desembocadura de la quebrada Palca (Fig. 3.13), a la altura de la Pampa San Francisco.

En la quebrada Ammos, los estratos forman un anticlinal apretado afectado en ambos flancos por estructuras del sistema de fallas Incapuquio (Fig. 3.14). En la quebrada Cuviri, tal como se mencionó en el acápite anterior, las formaciones Pelado y San Francisco son afectadas por un fuerte plegamiento.

b) Descripción Litológica

La Formación San Francisco conforma una potente serie granodecreciente de sedimentos muy finos (calclutitas y chert) donde se intercalan algunos bancos de areniscas finas, y que se puede dividir en dos miembros. En la quebrada Ammos, el miembro inferior se compone de delgados bancos de areniscas finas calcáreas que gradan a calclutitas (Fig. 3.15), mientras el miembro superior consiste de calizas lutáceas, en algunos casos fosilíferas, y de calizas margosas. En el miembro superior también se intercalan escasos y delgados niveles de areniscas calcáreas; existen horizontes con nódulos, casi siempre con ammonites. La coloración de las calizas varía de gris azulino a negro, y en varios niveles son fétidas. En sección delgada, las calizas presentan globigerínidos y radiolarios del tipo *Spumellaria* (Salinas, 1985). Dentro del miembro superior, cerca de la base de la secuencia A2b (ver más adelante), resalta la presencia de un nivel compuesto por una abundante acumulación de ammonites, que representa un horizonte de condensación estratigráfica.

En el Cerro Huanuane, el miembro inferior se compone de areniscas muy finas que gradan a lodolitas silíceas (chert), y presenta algunos niveles de slump; mientras que el miembro superior se compone íntegramente de chert (Fig. 3.16), dispuesto en bancos de 10 a 15 cm de espesor. Se observa una gran variedad de coloraciones: gris, gris claro, gris verdoso, verdoso y, en algunos casos, rosado.

c) Espesor

En el curso medio e inferior de la quebrada Palca aflora la sección completa de la Formación San Francisco, con sus contactos infra y suprayacentes. La unidad, sin embargo, ha sido afectada por el emplazamiento del plutón tabular de Lluta. La parte de la Formación San Francisco que infrayace al plutón tiene un espesor medido de 164 m; la parte que suprayace al plutón tiene un espesor aproximado de 624 m (según los datos de Wilson y García, 1962). Esto permite estimar un espesor total de aproximadamente 788 m para la sección completa de la Formación San Francisco en esta área.

d) Edad

La edad de la Formación San Francisco inicialmente fue propuesta como Toarciano superior-Bajociano (Wilson y García, 1962); posteriormente se le atribuyó una edad Toarciano superior-Batoniano superior (Vicente, 1981; Salinas, 1985), que corresponde al intervalo ~184-165 Ma (Tabla 3.2).

El miembro inferior de la Formación San Francisco proporcionó los géneros *Sonninia*, *Witchelia*, *Hammatoceras* y *Phylloceras*, y el miembro superior el género *Fontannesia* y las especies *Eumeditoceras klimaklomphalum* Vacek y *Emileia* cf. *E. multiforme* Gottsche (Wilson y García, 1962). En conjunto estos ammonites indican el intervalo Toarciano superior - Bajociano medio.

En el nivel de condensación de ammonites ubicado en la base de la secuencia A2b proporcionó *Catulloceras* sp. y *Pleydellia* sp., que indican la biozona de *P. fluitans* (Toarciano superior). Un horizonte rico en nódulos fosilíferos ubicado 20 m encima del nivel de condensación proporcionó *Dumortieria pusilla* Jaworski, *Cylicoceras* (?) n. sp., *Sphaerocoeloceras brochiiforme* Jaworski, *Bredya manflasensis* Westermann y *Bredya delicata* Westermann que indican la biozona de *B. manflasensis* (Aaleniano inferior). En conjunto estos fósiles indican el intervalo Toarciano superior - Aaleniano inferior (von Hillebrandt, en Salinas, 1985). En la zona de Copapuquio, al norte del Cerro Pelado, se colectó ejemplares de *Epistrenoceras* sp. que brinda una edad Batoniano superior (Vicente, 1981).

Se realizó una nueva colección de ammonites en la sección de quebrada Ammos. Su estudio, en curso, sugiere que representan el intervalo Aaleniano-Bajociano (L. Bulot, comunicación personal).

Estas determinaciones permiten concluir que la Formación San Francisco se depositó durante el intervalo por lo menos Toarciano superior - Batoniano superior (184-165 Ma). Cabe notar, además, que una superficie de condensación se desarrolló en el Toarciano superior (es decir entre 184 y 180 Ma), indicando que en esta época la cuenca había profundizado de manera marcada.

e) Análisis Secuencial y Evolución Vertical

Columna de la quebrada Ammos (Fig 3.12)

En esta columna (77 m) se ha reconocido una secuencia mayor (A2), compuesta por 5 secuencias menores (numeradas A2a a A2e).

La secuencia A2a (9 m) está conformada por turbiditas calcáreas (presentando facies Ta-b, Ta-c y Ta,e

(Fig. 3.15)) con presencia de belemnites en las facies e. La secuencia A2b (17 m) presenta calizas macizas, un nivel de condensación con ammonites (Fig. 3.17) y calizas con niveles de nódulos fosilíferos. En la secuencia A2c (7 m) las calizas también son macizas y con algunos niveles de nódulos fosilíferos. La secuencia A2d (38 m) esta conformada por calizas macizas, calizas margosas y algunos niveles con turbiditas calcáreas (Ta). Y concluye la secuencia A2e (6 m) compuesta solamente por calizas macizas.

Columna del Cerro Huanuane

La columna del Cerro Huanuane (164 m) está conformada por una secuencia mayor (H3) integrada por 3 secuencias menores.

La secuencia H3a (44 m) sólo presenta areniscas macizas, de grano medio, matriz calcárea y sin ningún tipo de estructura. La secuencia H3b (87 m) es estratodecreciente y granodecreciente, integrada por turbiditas (Ta,e); las facies “a” corresponden a areniscas finas, mientras que las facies “e” están representadas por chert. La secuencia H3c (33 m) está conformada por chert finamente estratificado (Fig 3.16).

f) Medio Ambiente Depositional

En la columna de la quebrada Ammos, la secuencia A2 se inicia con la sedimentación de calciturbiditas (A2a), que corresponden a un ambiente de pendiente de plataforma carbonatada (según James, 1984). Posteriormente se sedimentan carbonatos pelágicos (A2b y A2c) que indican un ambiente profundo donde el aporte de sedimentos era débil, como lo indican las facies pelágicas y sobre todo la existencia de un nivel de condensación. Las condiciones de sedimentación no varían mucho en los niveles superiores (A2d y A2e): el ambiente de sedimentación continua siendo profundo pero sufre la llegada de esporádicos flujos turbidíticos de volumen reducido.

En la columna del Cerro Huanuane, la secuencia H3 también se inicia con un flujo turbidítico (H3a) cuya facies podría representar la parte media de un abanico submarino. Luego, se deposita una sucesión de finas secuencias turbidíticas (H3b) que indican un ambiente más profundo y distal (abanico externo). Las facies de la secuencia H3c indican una mayor profundización de la cuenca, en comparación con las secuencias infrayacentes, las cuales son características de un ambiente de llanura pelágica.

g) Correlaciones

En el sector de Yura, la Formación San Francisco (Toarciano superior - Batoniano superior) se correlaciona con la Formación Socosani (Toarciano inferior - Bajociano superior) (Vicente, 1981; Vicente et al., 1982; Sempere et al., 2002). También se correlaciona con el miembro inferior, de edad Batoniano inferior, de la Formación Puente (Sempere et al., 2002a). Mientras que en el litoral, se correlaciona con la base, de edad bajociana-batoniana, de la Formación Guaneros (Romeuf et al., 1993, 1995). En el norte de Chile, se correlaciona con la parte inferior de la Formación La Negra (Muñoz et al., 1988a, 1988b).

3.2.3.4 Grupo Yura s.s.

El Grupo Yura (Wilson y García, 1962) está conformado por una serie sedimentaria terrígena continua, dividida en dos miembros: el miembro inferior formado por la formación Ataspaca; y el miembro superior por la formación Chachacumane (Wilson y García, 1962) (Fig. 3.18). Esta diferenciación permitió elevarla por primera vez al rango de grupo (Wilson y García, 1962). En el sector sureste se tiene una sección completa de esta unidad, de 2145 m de espesor, mientras que en el sector noroeste aflora únicamente el miembro inferior.

En base a la investigación realizada en la presente tesis, se propone una redefinición para el Grupo Yura (ver Capítulo VI).

a) Formación Ataspaca

a.1 Introducción

La Formación Ataspaca fue definida por Wilson y García (1962) en la quebrada Chachacumane, donde describieron areniscas pardas, lutitas oscuras y calizas grisáceas, interestratificadas en capas delgadas. Identificaron la Formación Ataspaca como miembro inferior del Grupo Yura local.

La zona de afloramiento de la Formación Ataspaca (Wilson y García, 1962) tiene una forma alargada, con una dirección norte-sur, en el sector sureste (Fig. 3.1, en Anexos). Una segunda zona de afloramiento se presenta a lo largo del curso inferior de la quebrada Ataspaca, prolongándose con una dirección noroeste hasta la quebrada Huacano Grande.

La Formación Ataspaca suprayace a la Formación San Francisco e infrayace a la Formación Chachacumane. Ambos contactos son concordantes y transicionales.

a.2 Descripción Litológica

La unidad comprende tres secuencias mayores de segundo orden. La secuencia inferior está conformada principalmente por lutitas oscuras que se intercalan con bancos delgados de areniscas grises macizas, calizas macizas oscuras, algunos niveles de margas y niveles de nódulos calcáreos (en esta parte de la sección se ha recolectado un gran número de ejemplares de ammonites). En la secuencia media, las lutitas alcanzan un gran desarrollo, presentando algunas intercalaciones de bancos de areniscas grises macizas y laminadas. La secuencia superior está formada por bancos de areniscas y lutitas.

a.3 Espesor

La Formación Ataspaca registra un espesor total de 1056 m en la sección de la quebrada Cuviri. En el valle Caplina, entre Challatita y Calientes, se registra un espesor aproximado de 1250 m (Wilson y García, 1962).

a.4 Edad

A la Formación Ataspaca se le asignó inicialmente una edad caloviana (Wilson y García, 1962). Posteriormente, a partir de un estudio detallado de la fauna fósil (principalmente ammonites), se le atribuyó una edad Caloviano-Kimeridgiano (Salinas, 1985) (Tabla 3.3).

En la parte inferior de la formación, se han identificado los ammonites *Neuquenicerias* sp., *Xenocephalites* sp. y *Euricephalites* sp. que marcan el Caloviano inferior (von Hillebrandt, en Salinas, 1985). En la parte media se han identificado las especies *Reineckeia* aff. *R. (Kellawaysites) stehni* Zeiss y *Reineckeia multicosata* Stehn que indican el Caloviano medio (von Hillebrandt, en Salinas, 1985). En la parte superior se reconocieron formas pertenecientes a la subfamilia Perisphinctinae y a la familia Oppeliidae, que brindan una edad oxfordiana (von Hillebrandt en Salinas, 1985).

Estas determinaciones indican que la Formación Ataspaca se depositó durante el intervalo Caloviano inferior - Oxfordiano (165-154 Ma). Salinas (1985) consideró hipotéticamente que los niveles superiores de la Formación Ataspaca llegarían hasta el Kimeridgiano, pero se subraya que ningún dato concreto autoriza la propuesta de tal rango de edad y que por lo tanto éste debería restringirse al rango indicado por los fósiles.

a.5 Análisis Secuencial y Evolución Vertical

En la columna estratigráfica levantada en la quebrada Cuviri (1056 m), se pueden diferenciar tres secuencias mayores (Fig. 3.19) de segundo orden (codigo C). Asimismo se puede observar un amplio predominio de las facies finas (lutitas).

La secuencia C1 (275 m) está conformada por las facies siguientes:

- lutitas con laminación muy fina, generalmente de color gris oscuro a negro;
- algunos niveles margosos de color plumizo con pelecípodos y en algunos casos ammonites;
- lutitas negras con niveles de nódulos calcáreos;
- calizas oscuras con estratificación fina;
- areniscas macizas sin ningún tipo de estructura;
- y areniscas laminadas, de color gris azulino con clastos de caliza.

La secuencia C2 (651 m) se compone de 5 secuencias menores (segundo orden, numeradas C2a a C2e) que presentan una evolución vertical parecida: un miembro inferior con facies finas y un miembro superior con facies gruesas. En las cinco secuencias el miembro inferior presenta un mayor espesor y está compuesto principalmente de lutitas negras a gris oscuras finamente laminadas, que registran algunas intercalaciones de bancos delgados de turbiditas (de tipo Ta-b, Ta-c, Tb-d, Tc-d), areniscas macizas o, en algunos casos, areniscas con laminación plana paralela.

En cuanto al miembro superior, la secuencia C2a presenta areniscas macizas cuarzosas, sin estructura interna y casi siempre con base erosiva, en bancos de 0.10 a 0.40 m de espesor que conforman una estratocrecencia.

En el miembro superior de la secuencia C2b se observan areniscas cuarcíticas macizas de color gris a gris claro con base erosiva. Algunos bancos presentan laminación en el tope. El espesor de los bancos varía entre 0.10 y 1 m. Esta secuencia culmina con turbiditas (Ta-b y Tc-d) ordenadas en bancos de 0.01 a 0.2 m de espesor.

En la secuencia C2c, su miembro superior se compone principalmente de areniscas macizas con laminación al tope de cada banco, cuyo espesor va de 0.25 a 0.70 m. Aunque en los bancos iniciales se ha observado areniscas con laminación plana paralela y areniscas con laminación ondulada. La secuencia concluye con bancos de 0.1 m de espesor compuestos por turbiditas Tb-d.

En el miembro superior de la secuencia C2d se observan areniscas macizas, en algunos casos con laminación al tope de cada banco, y también areniscas con laminación plana paralela. Se presentan en bancos de 0.10 a 0.40 cm de espesor.

La secuencia C2e presenta un miembro superior conformado por areniscas macizas y con laminación plana paralela. En los bancos inferiores se observan facies con laminación ondulada.

Finalmente, la secuencia C3 (130 m) está conformada por lutitas negras con laminación fina y algunas intercalaciones de areniscas en bancos de 0.5 a 1 m de espesor. Las areniscas presentan facies con laminación plana paralela y facies cuarcíticas macizas; en algunos niveles se observa facies con laminación cruzada plana y facies con laminación ondulada.

Recapitulando, en la sección de la quebrada Cuviri se pueden definir tres secuencias mayores dentro de la Formación Ataspaca. La secuencia C1 está conformada principalmente por lutitas con laminación fina, además de areniscas macizas y

laminadas, y algunas intercalaciones de calizas oscuras, margas y horizontes de condensación. La secuencia C2 está conformada por cinco secuencias menores estratocreciente, cada una con un miembro inferior lutítico y un miembro superior compuesto principalmente por arenisca masivas. Cabe resaltar que en las cinco secuencias existe un mayor predominio del miembro inferior. Por último, la secuencia C3 presenta lutitas negras y algunas intercalaciones de areniscas con laminación plana paralela y areniscas cuarcíticas macizas.

a.6 Medio Ambiente Depositional

La secuencia C1 presenta facies de borde de abanico externo (lutitas con laminación fina, areniscas macizas y areniscas laminadas). En este ambiente de abanico externo se interdigitan facies de cuenca o de llanura pelágica; estas facies están representadas por calizas oscuras, margas y horizontes de condensación. Esta interdigitación sugiere el inicio de una progradación turbidítica en el Caloviano inferior.

En la secuencia C2 se manifiestan cinco períodos progradantes (C2a - C2e). Ellos se inician en un ambiente de borde de abanico externo, donde se acumula un gran volumen de facies finas; se produce luego una progradación de un ambiente de tipo abanico medio, dado la presencia de areniscas macizas con base erosiva y laminación al tope que caracterizan depósitos de lóbulo proximal. Estos cinco períodos progradantes indican que las condiciones de sedimentación no sufrieron grandes variaciones, un prolongado período inicial de tranquilidad, que posteriormente era interrumpido por el avance del abanico medio. También se puede deducir que la organización secuencial se debe a que la cuenca se encontraba en una etapa tectónicamente tranquila.

La sedimentación de la secuencia C3 indica la transición hacia los ambientes más someros correspondientes a la Formación Chachacumane.

a.7 Correlaciones

La Formación Ataspaca se correlaciona con los miembros medio y superior, de edad caloviana, de la Formación Guaneros (Bellido y Guevara, 1964; Vicente, 1981), que aflora en la Cordillera de la Costa. En el sector de Yura, se correlaciona con las formaciones Puente y Cachíos, que representan el intervalo Batoniano-Caloviano (Vicente et al., 1982; Vicente, 1989).

Hacia el sur (Arica) se correlaciona con las formaciones El Morro, de edad caloviana, y Los Tarros, de edad oxfordiana (Cecioni y García, 1960).

b) Formación Chachacumane

b.1 Introducción

La Formación Chachacumane fue descrita y definida como miembro superior del Grupo Yura por Wilson y García (1962). La sección tipo de esta unidad fue reconocida en la quebrada Chachacumane, ubicada en el sector sureste de la zona de estudio. La formación aflora como una estrecha franja con dirección norte-sur en el sector sureste (Fig. 3.1 y fig. 3.18).

Esta unidad litoestratigráfica suprayace transicionalmente a la Formación Ataspaca en una manera concordante (Fig. 3.18). Areniscas líticas grises con laminación cruzada curva, que marcan la base de la Formación Chulluncane, se sobrepone concordantemente a las cuarcitas blancas de la Formación Chachacumane con una discontinuidad.

b.2 Descripción Litológica

Esta formación se compone principalmente de areniscas cuarcíticas grises y cuarcitas gris claras a blancas, en su mayoría macizas, que se alternan con niveles de lutitas negras a gris oscuro. Se la puede dividir en tres secuencias mayores grano y estratocrecientes, que se componen principalmente de areniscas cuarcíticas grises y cuarcitas gris claras a blancas, en su mayoría macizas. Se alternan con bancos no muy potentes de lutitas o limolitas de color gris oscuro.

b.3 Espesor

El espesor medido de la Formación Chachacumane en la columna estratigráfica levantada en la quebrada Quilla es de 1089 m. Entre Challatita y Calientes, en el valle de Caplina, al suroeste de la zona de estudio, Wilson y García (1962) calcularon un espesor aproximado de 400 m para la Formación Chachacumane. Este contraste indica una notable reducción del grosor de la formación en dirección suroeste, lo que refleja la misma profundización de la cuenca registrada al suroeste del Sistema de fallas Incapuquio para la Formación Pelado.

b.4 Edad

Wilson y García (1962) le atribuyeron una edad probable Cretáceo inferior por la presencia de restos de tallos y hojas vegetales en los niveles lutáceos. Dentro de niveles de lutitas y areniscas arcillosas fosilíferas se ha encontrado el ammonite *Hoplites lorensis* Lisson (Tabla 3.3), que indica una edad valanginiana, y los lamelibranquios *Panopea carteroni* (Castro, 1960). La presencia de *Hoplites lorensis* en Tacna es particularmente interesante dado que esta especie valanginiana fue también descrita en las formaciones Santa (Perú central y norte) y Herradura (Morro Solar, Lima). Dado que los niveles superior de la Formación Ataspaca han brindado ammonites del Oxfordiano (von

Hillebrandt en Salinas, 1985), se propone que la Formación Chachacumane se depositó durante el intervalo Kimeridgiano-Valanginiano (154-132 Ma).

b.5 Análisis Secuencial y Evolución Vertical

En la columna estratigráfica de la Formación Chachacumane levantada en la quebrada Quilla (Fig. 3.20), se puede observar que está integrada por tres secuencias mayores estratocrecientes (C4, C5 y C6). En las secuencias C4 y C5, se observa un amplio predominio de las facies silicoclásticas.

La secuencia C4 (428 m) está conformada por 10 secuencias menores (numeradas C4a a C4j) que presentan una evolución vertical parecida. En la base se observan limolitas con laminación fina de color gris azulado; prosiguen areniscas con laminación ondulada y/o laminación plana paralela. Las secuencias culminan con areniscas cuarzosas y cuarcíticas, macizas y con laminación plana paralela. Las areniscas se ordenan en bancos de 0.07-0.10 m de espesor promedio, formando paquetes hasta de 45 m de espesor. En varios niveles de areniscas y limolitas se han hallado restos de plantas en mal estado de conservación, así como rastros de bioturbación.

La secuencia C5 (380 m) está formada por 6 secuencias estratocrecientes menores (numeradas C5a a C5f), cuyas características evolutivas también son parecidas. La parte inferior de cada secuencia menor está compuesta por limolitas gris oscuras, casi siempre con intercalaciones de areniscas macizas o con laminación ondulada. Su parte superior está conformada principalmente por areniscas cuarzosas macizas de color gris y areniscas cuarcíticas macizas blancas, en algunos niveles se observan facies con laminación plana paralela, ondulada y laminación cruzada plana (C5e). Estas areniscas forman bancos de 0.02 a 0.15 m de espesor. En las secuencias C5e y

C5f, los bancos llegan hasta los 2 m de espesor. En la secuencia C5d se observan rastros de bioturbación.

La secuencia C6 (281 m) se compone de 3 secuencias menores estratocrecientes poco expresivas (numeradas C6a a C6c), donde el porcentaje de finos es mayor que en las dos secuencias anteriores. Las secuencias C6a y C6b están formadas por limolitas grises a negras con laminación ondulada en ciertos niveles; incluyen además areniscas cuarcíticas macizas grises claras, pardas y blancas, con laminación plana paralela y con laminación cruzada plana en algunos bancos, además de areniscas muy finas con estructuras de tipo *flaser* (C6a). La secuencia C6c está compuesta por limolitas negras finamente laminadas con algunas intercalaciones de areniscas cuarcíticas blancas; esta secuencia, y por lo tanto la propia formación, concluyen con un potente paquete (65 m) de areniscas cuarcíticas blancas con laminación plana paralela en bancos de 8 a 10 m; al tope del paquete se presentan facies con laminación cruzada plana.

Resumiendo, las facies de las secuencias C4 y C5 se ordenan en secuencias elementales estratocrecientes (Fig 3.21), donde dominan las facies arenosas. Generalmente se observan limolitas gris oscuras, areniscas cuarzosas y cuarcíticas macizas, con laminación ondulada y/o laminación plana paralela, en bancos delgados. La secuencia C6 presenta secuencias menores estratocrecientes (Fig. 3.21) con un mayor porcentaje de finos, compuestas por limolitas grises a negras y areniscas cuarcíticas.

b.6 Medio Ambiente Depositional

El ordenamiento que presentan las secuencias C4 y C5 se interpreta como un ambiente de mar abierto ("*offshore*") sobre el cual progradó un

ambiente de anteplaya inferior. Las facies finas caracterizan un ambiente de mar abierto, las areniscas con laminación ondulada una fase transicional, mientras que las areniscas macizas y, sobretudo, los bancos delgados con laminación plana paralela indican un ambiente de anteplaya inferior. Este ambiente es una zona de muy baja energía, ya que en ella todavía no rompen las olas. La abundancia y variedad de bioturbaciones puede ser una característica distintiva de este ambiente tranquilo (Howard, 1972). En la secuencia C4 es más notable la presencia de bioturbaciones y restos de plantas.

En la secuencia C6, el ordenamiento de las facies también indica un ambiente de mar abierto sobre el cual progradó un ambiente de anteplaya inferior, pero en este caso se nota un mayor predominio de las facies finas. La secuencia concluye con una espesa acumulación de areniscas con laminación plana paralela, representando un ambiente de playa inferior, que es sobrepuesta por areniscas con laminación en artesa (Formación Chulluncane) que podrían corresponder a un ambiente de canal mareal.

El predominio de facies de mar abierto en la parte inferior de la secuencia C6 manifiesta un nuevo pulso transgresivo (aunque mucho más moderado que el registrado por la sucesión Pelado - San Francisco).

b.7 Correlaciones

La Formación Chachacumane (Kimeridgiano-Valanginiano) se puede correlacionar en parte con la parte superior de la Formación Labra (Oxfordiano-Kimeridgiano) del sector de Yura (Vicente, 1989). En el sector de Majes, la Formación Chachacumane es correlacionable con la Formación Zuñamarca (Reyes y Pérez, 1978) si se confirma la edad valanginiana de ésta.

3.2.3.5 Formación Chulluncane

El afloramiento de la Formación Chulluncane (Wilson y García, 1962) se restringe al extremo derecho del sector sureste (Fig. 3.1, en Anexos). Aflora principalmente en el Cerro Chulluncane, extendiéndose hasta el Cerro Pantatire. Se estableció de que esta formación se encuentra en discordancia angular tanto en su contacto superior como inferior (Wilson y García, 1962), suprayaciendo a las cuarcitas de la Formación Chachacumane e infrayaciendo a las rocas volcánicas de la Formación Huilacollo. Observaciones hechas al afloramiento, tanto en la quebrada Quilla como en el corte de la carretera Tacna-Collpa-La Paz, muestran un contacto concordante con la Formación Chachacumane (Fig. 3.18), mientras que el contacto con la Formación Huilacollo es efectivamente en discordancia angular.

La serie se inicia con una intercalación de areniscas mayormente líticas grises (Fig. 3.22), de grano fino a mediano, que presentan bancos con laminación cruzada curva (artesa). Estas facies marcan un cambio en el ambiente de deposición y, por lo tanto, el contacto con las cuarcitas blancas infrayacientes de la Formación Chachacumane. La Formación Chulluncane conforma una sucesión estratocreciente de 300 metros de espesor aproximadamente, compuesta de limos negros y areniscas mayormente líticas grises de grano medio con estratificación cruzada curva en algunos bancos. En la parte superior, se describen bancos de conglomerados compactos con guijarros bien redondeados de cuarcitas, calizas y rocas volcánicas oscuras (basálticas a andesíticas) principalmente (Fig. 3.23), intercalados con estratos de areniscas líticas de grano medio. Dentro de esta sección, en la parte superior sobretodo, se han observado unos derrames de rocas volcánicas básicas a andesíticas, confirmando las observaciones de Wilson y García (1962). La Formación Chulluncane indica por lo tanto un nítido cambio en la zona de aporte, perceptible desde su misma base. El material cuarzos característico de la Formación Chachacumane provenía de la región continental ubicada al

norte o noreste, mientras que la composición de la Formación Chulluncane indica que este mismo punto de la cuenca era alimentado en material clástico desde un arco volcánico cercano, como lo refleja también la ocurrencia en ella de derrames volcánicos. La discontinuidad que separa las formaciones Chachacumane y Chulluncane se tiene por lo tanto que interpretar como producto del desarrollo de un arco volcánico al sur o suroeste de la zona de estudio.

Salinas (1985) estimó que se podían reconocer las formaciones Gramadal y Hualhuani en el tope de la formación Chachacumane. Pero la correlación de la sección levantada en la quebrada Quilla con las descripciones litológicas presentadas por Salinas (1985) muestra que en realidad se trata de facies pertenecientes a la Formación Chulluncane. Por lo tanto, el intervalo estratigráfico comprendido por las formaciones Gramadal, Hualhuani y Matalaque, propuesto por Salinas (1985) y también por Monge y Cervantes (2000) para este sector, en realidad corresponde a la sección completa de la Formación Chulluncane. Además ammonites encontrados en la Formación Gramadal de la zona de Arequipa datan esta unidad del Titoniano inferior (Vicente; 1989), lo que discrepa con la edad considerada para la subyacente Formación Chachacumane. Evidentemente, la base de la Formación Chulluncane, que es post-valanginiana, no puede correlacionarse con la Formación Gramadal de Arequipa, que es titoniana. Por tal motivo se considera prudente mantener por el momento la denominación de Formación Chulluncane. Este problema litoestratigráfico debe ser motivo de posteriores investigaciones.

Por sus relaciones estratigráficas, la edad de la Formación Chulluncane fue definida como Cretáceo inferior-Neógeno (Wilson y García, 1962). Posteriormente, se hallaron restos de tallos y hojas de helechos (Salinas, 1985) en la "Formación Gramadal" (= parte inferior de la Formación Chulluncane), determinada como pteridofitas (helechos) filicales, leptosporáneas y matoniáceas, con el género *Laccopteris*. Esta determinación indica una edad neocomiana. En cuanto al límite superior de la Formación

Chulluncane podría extenderse hasta el pre-Santoniano (Salinas, 1985). Por ahora se necesita ser prudente y proponer un rango de edad probable Hauteriviano-Aptiano (~132-110 Ma) para esta formación, ya que la sucesión observada aparentemente no registró la transgresión mayor que se desarrolló en todo el Perú a partir del Albiano inferior (Robert et al., 2002).

3.2.4 Cenozoico

3.2.4.1 Formación Tarata

Dentro de la zona de estudio, la Formación Tarata (Jaén, 1965) sólo presenta un restringido afloramiento en los alrededores del poblado de Palquilla (Fig. 3.1 y Fig. 3.24), en el sector noreste. Esta serie volcano-sedimentaria alcanza un espesor de 1400 m (Wilson y García, 1962; Salinas, 1985).

La Formación Tarata descansa en discordancia aparentemente paralela sobre la Grupo Toquepala, aunque localmente se describe una discordancia angular (Wilson y García, 1962).

La Formación Tarata consta de un miembro riolítico inferior compuesto por brechas, conglomerados y algunos derrames porfiríticos andesíticos de color marrón, gris o rojizo (Wilson y García, 1962). El miembro superior está conformado por rocas piroclásticas de composición andesítica, algunos horizontes de tobas riolíticas y sedimentos (Wilson y García, 1962). Las tobas son andesíticas y dacíticas, con un alto contenido de feldespatos y biotita, mientras que los conglomerados están formados por guijarros redondeados de andesitas cementados en una matriz tobácea y biotítica (Wilson y García, 1962). En la sección del Cerro Lapana (norte del pueblo de Tarucachi, al noreste del área de estudio), se han encontrado bancos de calizas intercalados con piroclásticos (Wilson y García, 1962). Las calizas contienen ostrácodos probablemente de ambiente lacustre (Jaén, 1965).

Las facies del miembro inferior de la Formación Tarata son difíciles de diferenciar de las facies volcánicas del Grupo Toquepala por lo que es difícil establecer el contacto entre estas dos unidades (Wilson y García, 1962). Este hecho sugiere que la Formación Tarata podría en realidad pertenecer al Grupo Toquepala. En la región de Moquegua, el Grupo Toquepala es por lo menos de edad Cretáceo superior-Paleógeno inferior (James et al., 1975; Beckinsale et al., 1985; Clark et al., 1990).

Por sus relaciones estratigráficas, la edad de la Formación Tarata fue propuesta como Cretáceo superior-Paleógeno (Wilson y García, 1962) y Oligoceno (Salinas, 1985). La Formación Tarata infrayace en discordancia angular a la Formación Huilacollo, que proporcionó una edad de 28.33 ± 3.76 Ma (France et al., 1985), indicando el Oligoceno. Estos datos sugieren que la edad de la Formación Tarata sería eocena. Sin embargo, existen 2 dataciones radiométricas de esta formación en el cuadrángulo de Tarata (35-V): 15.85 ± 0.3 Ma (Bellon y Lefèvre, 1976) y 20.36 ± 0.8 Ma (De la Cruz y De la Cruz, 2000). La Formación Tarata, en el Cerro Tacata entre los poblados de Palquilla y Estique (al norte de la zona de estudio), proporcionó un edad aparente de 19.5 ± 0.4 Ma (Monge y Cervantes, 2000). Estas dataciones discrepan profundamente con las edades establecidas anteriormente por relaciones estratigráficas, y, si provienen efectivamente de la Formación Tarata, descartan su pertenencia al Grupo Toquepala. Se necesita un estudio detallado para resolver estas contradicciones cronológicas.

3.2.4.2 Formación Huilacollo

En el extremo este de la zona de estudio se presentan tres afloramientos mapeados como Formación Huilacollo (Wilson y García, 1962). Esta formación infrayace concordantemente a la Formación Huaylillas; así como, en algunos sectores, infrayace en discordancia angular a la Grupo Barroso (Wilson y García, 1962).

La Formación Huilacollo registra un espesor que varía de 200 a 1000 m (Wilson y García, 1962). Se

compone de derrames y piroclastitas andesíticas y en menor proporción dacíticas, con un predominio de brechas, aglomerados y tobas de grano grueso (Wilson y García, 1962).

Sobre la Formación Huilacollo se obtuvo una datación de 28.33 ± 3.76 Ma (Oligoceno), a 11 km al este de Causuri (France et al., 1985) (Tabla 3.4).

3.2.4.3 Formación Huaylillas

La Formación Huaylillas (Wilson, 1962) presenta dos reducidos afloramientos en el sector sureste de la zona de estudio; el primero en los cerros Huanune y Condorine, donde forma una plataforma muy singular; y el segundo en el Cerro Niquela (ver capítulo anterior, Fig. 2.7). En ambos afloramientos los niveles volcánicos de la Formación Huaylillas descansan en discordancia angular sobre las formaciones jurásicas. A nivel de la estratigrafía regional, suprayace concordantemente a los niveles conglomerádicos de la Formación Moquegua Superior, contacto que no puede ser apreciado en la zona de estudio. Regionalmente infrayace en forma concordante al Grupo Barroso.

La sección del Cerro Huanune presenta un espesor aproximado de 100 m, pero en otras zonas la Formación Huaylillas alcanza entre 500 y 600 m de espesor (Wilson, 1962; Wilson y García, 1962; Salinas, 1985). Se describe un potente paquete de ignimbrita riolítica soldada de color rosado compuesta principalmente por cristales bien desarrollados de cuarzo, biotita, plagioclasa y además por fragmentos pequeños de pómez, envueltos en una matriz tobácea.

Por relaciones estratigráficas e hipótesis cronológicas, se propuso una edad Plioceno inferior a medio a esta formación (Wilson y García, 1962). Posteriormente, dentro de la región tacneña, la Formación Huaylillas proporcionó edades de 18.15 ± 0.43 Ma (France et al., 1985), 18.35 ± 0.5 Ma (Bellon y Lefèvre, 1976), 20.65 ± 0.94 Ma (France et al., 1985), 21.6 ± 0.7 Ma (Tosdal et al., 1981) y 23.77 ± 0.48 Ma (France et al.,

1985) (Tabla 3.4). Estas dataciones determinan una edad Mioceno inferior para esta unidad ignimbrítica en esta región.

El origen de esta potente unidad volcánica, acumulada durante un intervalo de tiempo corto (entre ~24 y ~18 Ma, es decir ~6 Ma), se relaciona muy probablemente con centros de erupción cubiertos por los aparatos volcánicos del Barroso (Wilson y García, 1962; Salinas, 1985).

3.2.4.4 Depósitos antiguos de escombros de deslizamientos

Los depósitos antiguos de escombros de deslizamientos (Wilson y García, 1962; Conrado, 1988; Flores, en prensa) están asociados a los afloramientos de la Formación Huaylillas, por lo que generalmente se ubican en los alrededores de los mismos (Fig 3.25). Dentro del área de estudio se encuentran en los sectores suroeste y sureste.

Están compuestos por bloques angulosos de ignimbrita y/o tobas soldadas de la Formación Huaylillas, y están soportados por una matriz limo-arcillosa tobácea, proveniente de la trituración de la roca volcánica. En algunos sectores de los afloramientos están compuestos únicamente por tobas retrabajadas.

Estos depósitos definitivamente son post-Huaylillas, por lo que tendrían un límite inferior Mioceno medio. Por otro lado, en el curso inferior de la quebrada Huacano Grande, al suroeste de la zona de estudio, estos depósitos están infrayaciendo a la unidad Conglomerados Calientes, de edad supuestamente Mioceno terminal-Plioceno superior (Flores y Sempere, 2002). Pero, este tipo de eventos también ha ocurrido después del inicio de la deposición de los Conglomerados Calientes (Flores, en prensa). Por esta razón se atribuye a esta unidad un rango Mioceno medio-Cuaternario (Flores, en prensa).

3.2.4.5 Grupo Barroso

El Grupo Barroso (Mendivil, 1965) conforma los estrato-volcanes andesíticos que coronan la Cordillera Occidental en la región sur del Perú y norte de Chile. Dentro del Area Mal Paso-Palca, aflora en forma muy reducida en el sector noreste.

El Grupo Barroso está compuesto de lavas andesíticas y traquiandesíticas grises, interestratificadas con piroclastitas (Salinas, 1985). La roca contiene fenocristales de sanidina y cristales microscópicos de biotita (Wilson y García, 1962).

En la región tacneña las dataciones disponibles sobre el Grupo Barroso van desde 8.4 ± 0.4 Ma (OLADE, 1980) hasta 0.7 ± 0.02 Ma (Tosdal et al, 1981) lo que corresponde al intervalo Mioceno superior-Pleistoceno (Tabla 3.4).

3.2.4.6 Conglomerado Calientes

Esta unidad fue recientemente definida en la localidad de Calientes (Flores, en prensa; Flores y Sempere, 2002), en el valle del río Caplina a unos 18 km al SO de la zona de estudio, donde se observa una unidad conglomerádica compuesta por cantos y guijarros subredondeados de baja esfericidad y mal sorteados. Esta unidad está organizada en secuencias granodecrecientes depositadas en un ambiente fluvial proximal. Conforman el inicio del relleno del valle de Tacna (Flores y Sempere, 2002).

En el valle de Tacna, el conglomerado Calientes se encuentra suprayaciendo en discordancia erosional a la Formación Moquegua superior e infrayaciendo a una unidad volcánica denominada Toba Pachía (Flores et al., 2002).

Dentro de la zona de estudio esta unidad aflora en la quebrada Huacano Grande, en los alrededores del poblado de Huacano, donde suprayace en discordancia angular al basamento precámbrico y a la Formación Machani. Estos afloramientos presentan secuencias de

flujos de clastos (*debris-flow*) angulosos que alcanzan diámetros de 1 m. Las secuencias están formadas por clastos de gneis, leucogranito y de diferentes rocas sedimentarias envueltos en una matriz areno-arcillosa, con algunos niveles de arcillas en sus topes. Los espesores de estos depósitos varían entre 10 y 15 m y consiguen un mejor desarrollo en el curso inferior de esta quebrada, fuera de la zona de estudio, donde la quebrada toma el nombre “Chero”.

La edad de estos conglomerados aún no está definida con precisión pero se puede afirmar que se depositó antes del evento volcánico Pachía de edad probable Plioceno superior (Flores et al., 2002). Esto sugiere que la deposición de la unidad Calientes puede haberse iniciado a finales del Mioceno superior. Por consiguiente, la edad probable estaría entre el Mioceno terminal y el Plioceno superior (Flores y Sempere, 2002).

3.2.4.7 Toba de Tala

En la zona de Tala, en el sector suroeste de la zona de estudio, se ha observado pequeños depósitos volcánicos sobre algunas elevaciones y que corresponden a un mismo evento volcánico. Estos depósitos presentan un espesor aproximado de 15 a 20 m.

Estos afloramientos se componen de tobas soldadas de color rosado claro con poco desarrollo de cristales, algunos fragmentos líticos y abundante matriz de ceniza.

Por su litología y su ubicación topográfica (Fig. 3.26), esta toba podría correlacionarse con la toba Pachía, la cual presenta un menor grado de soldamiento. La toba Pachía a su vez se correlaciona por sus relaciones de campo y características físicas con la toba Lauca de Chile y Pérez de Bolivia (Flores et al., 2002), datada en 2.7-2.8 Ma (Ar-Ar; Wörner et al., 2000; Tapia et al., 2000). Sin embargo, la correlación de la toba Tala con la toba Pachía deberá comprobarse con la datación radiométrica de ambas.

3.2.4.8 Depósitos Aluviales recientes

Son depósitos compuestos por gravas polimícticas, arenas y flujos de lodo que han sido transportados y depositados por los ríos y avenidas de aguas temporales. Por lo general, estos depósitos presentan formas de fajas alargadas en los ríos y quebradas principales. Solo los depósitos que alcanzan un gran desarrollo han podido ser mapeados en el plano geológico.

3.3 Rocas Intrusivas

3.3.1 Complejo Plutónico Mal Paso

Aflora en el sector noroeste de la zona de estudio, extendiéndose principalmente sobre los cerros Ancocalani y Chinchillane con una orientación norte-sur. Por su lado oeste está en contacto con el basamento metamórfico, al cual intruye, mientras que por su lado este está en contacto fallado con el Grupo Ambo (Fig. 3.27). Este complejo plutónico se encuentra emplazado en forma de cuerpos aparentemente tabulares dentro del basamento metamórfico. Está compuesto por rocas ácidas descritas como leucogranitos, de color mayormente blanquecino, blanco rosáceo a rosado claro. El tamaño de los granos es grueso, sobretudo en la parte norte del complejo, donde la roca está compuesta de ortoclasa, cuarzo, biotita (generalmente cloritizada) y muscovita. Hacia el sur, este cuerpo presenta una variación de facies marcada por una menor abundancia de la muscovita, un mayor desarrollo de los cristales de ortoclasa y un incremento notable del porcentaje de cuarzo, manteniéndose la presencia de biotita.

Cerca al borde norte de esta zona de afloramiento, se observa dos conjuntos de diques emplazados en el basamento

metamórfico. El conjunto más antiguo está compuesto por diques básicos que presentan cierto grado de alteración. El conjunto más reciente consiste de filones de leucogranito (y aplita) (Fig. 3.28), de granos muy gruesos, con muscovitas de hasta 1 cm de diámetro, además de biotita (cloritizada), ortoclasa y cuarzo. Este conjunto de diques leucograníticos se conecta a cuerpos de composición similar pertenecientes al complejo plutónico y se considera cogenético.

En el Cerro Negro, a 1 km al suroeste del borde sur del complejo plutónico Mal Paso, aflora un pequeño granito de color claro. Este granito forma parte del complejo plutónico Mal Paso.

Al oeste del complejo plutónico Mal Paso, en la quebrada Chinchillane, se observa un pequeño afloramiento, de 6 m de largo por 3 m de ancho, de un cuerpo intrusivo netamente básico que también se encuentra emplazado en el basamento metamórfico. Las rocas que lo componen muestran tamaños de grano que varían de muy grueso a medio. Las facies son oscuras y se componen principalmente de hornblenda, además de reducidos porcentajes de plagioclasa, piroxeno(?) y mica. Este cuerpo presenta masas de hornblenditas (Fig. 3.29a) hasta de 1.5 m de ancho, donde los cristales de hornblenda llegan a medir 6 cm de largo (Fig. 3.29b). Dado su composición básica, este cuerpo se puede vincular con el conjunto de diques básicos observado en la misma área, ambas facies conformando expresiones distintas pero cogenéticas de un mismo magmatismo básico.

Las relaciones cronológicas observables en el campo muestran que el conjunto básico se emplazó antes del conjunto leucogranítico, el cual ha proporcionado una edad Triásico superior (Ar-Ar sobre muscovita; M. Fornari, Laboratoire de Géochronologie, Géosciences Azur, Francia, inédito; Tabla 3.4; ver capítulo IV). Es lógico plantear la posibilidad de que el conjunto de diques básicos represente los conductos de alimentación del vulcanismo evidenciado por la Formación Junerata, mientras que el cuerpo intrusivo rico en hornblenda representaría una manifestación plutónica del mismo.

3.3.2 Unidad Intrusiva Challaviento

La Unidad Intrusiva Challaviento (Monge y Cervantes, 2000) presenta una orientación general noroeste-sureste y se extiende desde los alrededores del poblado de Vilavilane hasta unos 4 km al noroeste del poblado de Ticaco. Alcanza una longitud aproximada de 45 km. Está formado por una serie de plutones que presentan las mismas facies y, además, registran dataciones en algunos de ellos que indican edades similares. En el extremo este de la zona de estudio afloran varios plutones de esta unidad, el plutón de Challaviento, el de Ataspaca, el de Chulpapalca y pequeños afloramientos de intrusivos ubicados en el flanco noroeste del Cerro Condorine, en la quebrada Chulluncane y en la quebrada Yangane.

En los plutones de Challaviento y de Ataspaca se registran facies granodioríticas y monzodioríticas, mientras que en el plutón de Chulpapalca y los pequeños intrusivos presentan facies granodioríticas (Monge y Cervantes, 2000). Estas rocas plutónicas son de color gris claro y el tamaño de grano varía de grueso a medio.

El plutón de Ataspaca proporcionó edades de 39.9 ± 1.00 Ma (Sánchez, 1983b), 39.15 ± 0.85 Ma, 40.22 ± 0.65 Ma, 40.65 ± 0.88 Ma, 42.58 ± 0.96 Ma y 45.21 ± 4.21 Ma (Clark et al., 1990) (Tabla 3.4). Estas dataciones brindan una edad Eoceno medio.

3.3.3 Unidad Intrusiva Lluta

La Unidad Intrusiva Lluta (Wilson y García, 1962) presenta en mapa una forma alargada con dirección noroeste-sureste. Esta unidad forma un cuerpo aparentemente tabular de 1.8 ± 0.5 km de espesor (Sempere, conferencia, 2002) emplazado en forma concordante en la Formación San Francisco, separando las partes inferior y superior de esta unidad (Fig. 3.30).

La Unidad Intrusiva Lluta presenta una variación de facies en forma vertical. En su base se observan facies gabroicas que gradan progresivamente a facies dioríticas. Por encima de estas, el porcentaje de feldespatos se incrementa, formando así facies granodioríticas, que en la parte cuspidal del plutón pasan a facies graníticas con un nítido desarrollo de feldespatos y biotita. Por último, la zona de contacto del plutón con la roca de caja de su techo (Formación San Francisco superior) presenta una epidotización como metamorfismo de contacto, producto de un proceso hidrotermal.

En el sector sureste, en la quebrada Palca, a la altura del caserío Huanune Chico, aflora la base gabroica de esta unidad y la subyacente parte inferior de la Formación San Francisco.

El plutón Lluta proporcionó edades de 62.12 ± 1.94 Ma y 60.33 ± 1.3 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre biotita y K-Ar sobre biotita, respectivamente; Clark et al., 1990) (Tabla 3.4), lo que indica una edad paleocena.

3.3.4 Pórfido Dacítico de Palquilla

Esta unidad presenta un pequeño afloramiento en el sector noreste, en el mismo poblado de Palquilla. Se trata de un pórfido con textura porfiroafanítica que parecer corresponder a una intrusión subvolcánica superficial (Salinas, 1985).

Está compuesto de cuarzo, plagioclasa y hornblenda envueltos en una matriz parcialmente vítrea (Salinas, 1985), con minerales accesorios, biotita, granos de circón y algunos minerales opacos (Salinas, 1985).

Dado su ubicación geográfica en la hilera de intrusivos que conforma la Unidad Intrusiva Challaviento, es posible que este Pórfido Dacítico de Palquilla pertenezca a la misma. Su datación isotópica podría confirmar o descartar esta hipótesis.

3.3.5 Sills y diques básicos

Dentro de la zona de estudio, se observa que las unidades jurásicas inferiores (formaciones Pelado y San Francisco) son afectadas por el emplazamiento de una serie de sills y diques básicos (basaltos y gabros); en algunos casos éstos se hallan mineralizados (mayormente, en cobre).

Como ya se mencionó, el borde norte del basamento metamórfico es atravesado por una serie de diques básicos alterados.

Sólo se tiene inferencias indirectas sobre las posibles edades de estos filones básicos (ver Capítulo IV).

3.4 Tectónica

El Sistema de Fallas Incapuquio es un sistema estructural de carácter regional con rumbo sureste-noroeste. Se extiende sobre los departamentos de Tacna y Moquegua a lo largo de 140 km, con un ancho de 4 km como máximo (Jacay et al., 2002). En el departamento de Tacna es conocido como Sistema de Fallas Incapuquio y Challaviento, mientras que en su extensión hacia el noroeste, en el departamento de Moquegua, es conocida bajo el nombre de fallas Incapuquio, Micalaco y Capillune (Jacay et al., 2002).

3.4.1 Sistema de fallas Incapuquio y Challaviento

En la zona de estudio, este sistema forma un rombo estructural asimétrico (Sempere et al., 2002a, 2002b; Jacay et al., 2002; Pino et al., 2002), bordeado por tectonitas (es decir rocas de origen tectónico). En efecto, el origen de estas rocas está relacionado con la actividad de este sistema de fallas.

El Sistema de fallas Incapuquio y Challaviento presenta, dentro de la zona de estudio, un rombo estructural (Fig. 3.1, en Anexos) que corresponde a una estructura en flor positiva (Jacay et al., 2002)(Fig. 3.31). La parte noroeste de este rombo estructural representa un primer bloque con mayor exhumación, donde afloran el basamento metamórfico y la Formación Machani. Continuando hacia el sureste, se tiene un segundo bloque donde afloran el Grupo Ambo (Carbonífero inferior) y la Formación Junerata (Carbonífero superior-Jurásico basal). Por último, existe un tercer bloque formado por los niveles superiores de la Formación Junerata.

Asimismo, existe una serie de pliegues apretados que afectan a unidades litoestratigráficas próximas a alguna falla de este sistema. Tal es el caso del Grupo Ambo y la Formación Junerata al este del rombo estructural; de la Formación Ataspaca en la quebrada del mismo nombre; y de la Formación San Francisco en las quebradas Cuviri y Ammos. Se observa que los ejes de los pliegues son paralelos al rumbo de las fallas.

Estas características estructurales y la asimetría del rombo evidencian que se trata de un sistema transcurrente sinistral (Sempere et al., 2002a, 2002b; Pino et al., 2002), que funcionó principalmente en forma transpresiva (Jacay et al., 2002; Sempere et al., 2002).

3.4.1.1 Tectonitas Incapuquio (cataclasitas - milonitas)

En la quebrada Palca, a la altura de los caseríos Huanune y Causuri, se observan rocas de aspecto silíceo, de grano muy fino, con coloraciones que varían de gris verdoso a gris y que presentan dentro de su composición unos pequeños cristales angulosos transparentes. Estas rocas corresponden a tectonitas por pasar lateralmente a rocas de falla y presentar a menudo facies y microfacies cataclásticas a miloníticas (Pino et al., 2002). En ciertos casos, el estudio

de estas rocas en secciones delgadas (Alejandro, en prensa) indica que la roca que fue sometida a cataclasis era una riolita.

En el área de Mal Paso, la quebrada Huacano Grande es atravesada por dos fajas de cataclasitas/milonitas; la más septentrional muestra fragmentos alargados de basaltos (Fig. 3.32), pertenecientes a la vecina Formación Junerata, en una matriz milonítica. Otras fajas, más angostas, de rocas similares han sido encontradas en la zona de Tala y en el flanco izquierdo de la quebrada Ataspaca.

Todas estas fajas de tectonitas fueron descritas anteriormente como diques de riolitas. En algunos casos el estudio petrográfico (Alejandro, en prensa) ha comprobado que el protolito de estas tectonitas ha sido efectivamente constituido por rocas de composición riolítica.

3.4.2 Edad de la actividad del Sistema de fallas Incapuquio y Challaviento

Inicialmente se le asignó tentativamente una edad Oligoceno superior por relaciones estratigráficas (Salinas, 1985). Sin embargo, la Formación Huaylillas (Mioceno inferior) está afectada por el sistema al sureste de la zona de estudio, el cual es el lugar actual de terremotos corticales (J. Barriga, com. oral; C. David, tesis doctoral en curso).

En el área de Moquegua, a este sistema está asociada una serie de pórfidos coetáneos del Grupo Toquepala, cuyos ascensos se vieron probablemente favorecidos por su régimen transcurrente, lo que sugiere que el sistema Incapuquio ya estaba activo durante el Cretáceo superior-Paleoceno (Jacay et al., 2002). Además, los conglomerados gruesos del borde noreste de la cuenca Moquegua evidencian la continuidad de la actividad de este sistema durante el resto del Paleógeno (Jacay et al., 2002).

Los pocos datos cronológicos disponibles hasta la fecha sugieren que el Sistema de fallas Incapuquio es activo por lo menos desde el Cretáceo superior. Es probable, por lo tanto, que ha tenido

una actividad compleja durante todo o gran parte del Cenozoico, controlando a la vez la expresión superficial del magmatismo así como los rasgos topográficos principales y las cuencas de piedemonte correspondientes.

CAPITULO IV

EVOLUCIÓN PALEOGEOGRÁFICA Y PALEOTECTÓNICA EN EL INTERVALO PALEOZOICO SUPERIOR-CRETÁCEO INFERIOR

4.1 Interpretación geodinámica en la zona de estudio

4.1.1 Introducción

En la zona de estudio, el intervalo Paleozoico superior - Cretáceo inferior se puede dividir en cuatro grandes períodos que reflejan la evolución regional del contexto geodinámico.

La geografía del continente, exactamente del borde oeste de Gondwana, fue evolucionando durante el desarrollo de cada evento, generándose así diferentes ambientes deposicionales durante el paso del tiempo geológico (Fig 4.1).

4.1.2 Evolución Paleogeográfica en el Devoniano?-Misisipiano

Pese a que se carece de un estudio detallado del basamento metamórfico de Huacano, se tiene que considerar la posibilidad que su historia tenga puntos comunes con las rocas metamórficas de Belén (Norte de Chile) debido a sus similitudes litológicas. En la zona de estudio, la iniciación de la sedimentación en el Devoniano o Carbonífero inferior (Formación Machani) coincide prácticamente con la finalización, entre 390 y 360 Ma (Devoniano medio a superior), de un episodio metamórfico en Belén (Wörner et al., 2000). En la zona de Belén, sin embargo, la sedimentación se reanudó más tarde, aparentemente recién en el Carbonífero superior, con sedimentos clásticos marinos de poca profundidad que contienen braquiópodos (Jahnke, 1996, in Wörner et al., 2000).

La iniciación de la sedimentación en Huacano refleja forzosamente un cambio notable en el contexto tectónico regional (Fig. 4.2), que se discutirá a continuación.

4.1.3 Evolución Paleogeográfica del Pensilvaniano al Hetangiano

El período comprendido entre ~320 y 202 Ma tuvo una duración de ~120 Ma. Se caracterizó por la acumulación de

volúmenes considerables de rocas volcánicas mayormente básicas. Algunas observaciones indican que las coladas correspondientes se derramaron bajo agua.

Este voluminoso magmatismo básico refleja evidentemente una fusión parcial del manto por descompresión, y luego sugiere fuertemente un contexto de adelgazamiento litosférico. Además, semejante contexto pudo favorecer la erupción de grandes cantidades de lavas, ya que la litósfera se encontraba progresivamente adelgazada, así como la fusión parcial de rocas corticales evidenciada en el Complejo plutónico de Mal Paso. Este magmatismo generado por fusión cortical se debió a altos flujos de calor que originó los grandes volúmenes de magma básico. Magma básico estancado en el basamento pudo cristalizar como gabro; las hornblenditas de la quebrada Chinchillane podrían resultar de este fenómeno.

Los continuos esfuerzos de tensión formaron fisuras en gran parte del basamento de la cuenca y especialmente en la zona de mayor adelgazamiento. Estas fisuras se comportaron como conductos para el flujo de los magmas basálticos y corticales. Los diques básicos y graníticos presentes en el borde norte de la zona de afloramiento del basamento metamórfico representan probablemente conductos de ambos magmatismos.

La Formación Junerata es importante para el entendimiento de la evolución general de la región puesto que su litología y espesor son característicos de un proceso de fusión mantélica de gran escala, que difícilmente puede ser generado por un fenómeno que no sea un adelgazamiento litosférico. Tal proceso tectónico tuvo que generar subsidencia en la zona donde se desarrolló, lo que está reflejado por el espesor importante de la unidad y el hecho que por lo menos parte de ella fue derramada bajo agua. Esta evolución se puede interpretar como el resultado de un proceso de *rifting* que progresivamente dio lugar al desarrollo de una cuenca marginal (Fig 4.3).

4.1.4 Evolución Paleogeográfica del Sinemuriano al Valanginiano

Este intervalo, de 70 Ma de duración, corresponde a la acumulación continua de depósitos sedimentarios en el borde noreste, subsidente, de la cuenca marginal creada durante el

intervalo Junerata. La zona de estudio se ubica en lo que era el margen noreste de esta cuenca marginal. En efecto, la repartición de las facies y de los espesores en la zona de estudio demuestra que la cuenca profundizaba hacia el suroeste, y sugiere que el Sistema de fallas Incapuquio (SFI) ya estaba activo como sistema normal (Figs. 4.4 y 4.5 mapa).

La parte de la cuenca cubierta por la zona de estudio estaba aparente y profundamente estructurada por el Sistema de fallas Incapuquio (Fig. 4.5 mapa):

- El bloque ubicado al noreste del SFI está caracterizado por facies siempre menos profundas que en los demás bloques.
- El bloque ubicado el suroeste del SFI está caracterizado por facies sistemáticamente más profundas que al noreste.
- El rombo estructural que existe actualmente dentro del SFI registra facies de paleoprofundidad intermedia, por lo cual se lo denomina “bloque intermedio” a continuación.

La topografía generada por el fallamiento normal activo a lo largo del borde noreste de la cuenca y su relación con el nivel del mar controlaron en parte la distribución de las facies sedimentarias. El análisis sedimentológico y los medios ambientes reconstruidos manifiestan que una región continental emergida existía al noreste de la cuenca. La intensidad de los procesos erosivos continentales y submarinos generó un gran volumen de sedimentos, que se acumuló en la cuenca subsidente. Es lógico plantear que las partes elevadas de los semigrábenes fueron sometidas a estos procesos, y es probable que las turbiditas observadas en la base de la Formación Pelado, las cuales retrabajan un material basáltico, fueron generadas de esta forma.

Evidentemente, los depósitos turbidíticos de la base de la Formación Pelado y la plataforma carbonatada alcanzaron su mayor desarrollo en el bloque noreste (40 y 438 m de espesor respectivamente, en la sección del Cerro Palquilla), mientras que en el bloque suroeste hundido la sedimentación de estos conjuntos fue mucho menor (1 y 25 m de espesor respectivamente, en la

sección del cerro Huanuane)(Fig. 4.4). Es probable que hacia el interior de la cuenca la sedimentación de carbonatos fue nula. Esta notable variación de facies y espesores en tan sólo 9 km de distancia, en dirección suroeste, indica una rápida profundización, corroborando así la presencia de una paleotopografía relativamente abrupta, que descendía en dirección aproximada suroeste. Además, algunas medidas de paleopendiente (slumps) y palocorriente (ripples) indican aproximadamente un sentido de paleotransporte sedimentario hacia el suroeste.

La evolución registrada por la sucesión estratigráfica en la zona de estudio comprende tres etapas:

- La profundización progresiva de la cuenca corresponde a la Formación Pelado (Sinemuriano - Toarciano medio; ~202-184 Ma, con una duración de 18 Ma). Durante este período se depositaron facies en conjunto cada vez más profundas, como lo evidencia el análisis sedimentológico presentado más arriba (Fig. 4.4). La superposición de estas facies equivale a una transgresión de primer orden, que fue muy probablemente producida por el hundimiento tectónico de esta parte subsidente de la cuenca.
- La época de mayor profundidad de la cuenca, y de mayor inundación, corresponde a las formaciones San Francisco y Ataspaca inferior, es decir al intervalo Toarciano superior-Caloviano inferior (~184-162 Ma; duración: 22 Ma). Las facies registradas son mayormente calcilitas, chert y lutitas negras espesas con fauna pelágica (posidonias y ammonites).
- El inicio de la somerización de la cuenca está marcado por la progradación clástica registrada en la parte media de la Formación Ataspaca, y ocurrió aproximadamente en el Caloviano medio (~162-161 Ma). La somerización de esta parte de la cuenca prosiguió sobre todo durante la sedimentación de la Formación Chachacumane, con la progradación desde el noreste de facies clásticas cuarzosas organizadas en secuencias estratocrecientes. En conjunto, el período de somerización por progradación desde el noreste abarca el intervalo Caloviano medio - Valanginiano (~162-132 Ma; duración de 30 Ma).

La primera etapa se inició con la deposición de calizas en una parte distal de una plataforma carbonatada (Fig. 4.6), como lo sugiere la fauna relativamente pelágica que contiene (ammonites abundantes). Esta plataforma carbonatada fue afectada por transgresiones marinas, que son mejor registradas en el bloque somero del noreste (secciones de los cerros Palquilla y Pelado) con la sedimentación de facies margosas. En el bloque hundido del suroeste (sección del Cerro Huanuane), estos carbonatos muestran un espesor reducido, reflejando que la profundización se desarrolló ahí más temprano y más rápidamente que al noreste.

La sedimentación registrada en este intervalo refleja una importante subsidencia de la cuenca, que ocasiona una retrogradación de las facies. En esta zona de la cuenca, se pasó transicionalmente de una sedimentación calcárea de profundidad mediana (Formación Pelado) a una sedimentación turbidítica distal y posteriormente a una sedimentación pelágica por decantación (Formación San Francisco). Estas facies pelágicas indican que la profundidad aumentó considerablemente en la cuenca durante el intervalo Toarciense superior - Aaleniano. En el bloque intermedio, se registra una sedimentación pelágica netamente calcárea, así como por lo menos un nivel de condensación, mientras que 2 km al suroeste, en el bloque suroeste, la sedimentación pelágica es inicialmente netamente silíceo (cherts). Por lo tanto la distribución de los depósitos de la Formación San Francisco confirma que la profundidad de la cuenca aumentaba rápidamente hacia el suroeste.

Esta etapa de alta profundidad (Fig. 4.7) continuó durante la deposición de los potentes espesores de lutitas negras registradas en la parte inferior de la Formación Ataspaca, con su fauna pelágica bentónica (posidonias de conchas muy delgadas) y neotónica (ammonites). Entonces, dado las características de las facies en las formaciones San Francisco y Ataspaca inferior, se puede decir que este intervalo corresponde al “máximo transgresivo” y por consiguiente a la segunda etapa de la evolución de la parte de la cuenca abarcada por la zona de estudio.

En la tercera etapa, a partir del Caloviano medio (parte media de la Formación Ataspaca), se percibe una tendencia hacia una somerización de la cuenca, que se confirma por la

progradación de facies arenosas deltaicas y/o de anteplaya sobre las facies pelágicas anteriores expresada por la Formación Chachacumane (Fig 4.8). La potente sucesión de areniscas y lutitas depositada en este intervalo indica que la subsidencia continuó en esta parte de la cuenca, aunque ciertamente en forma menos intensa que en el intervalo Sinemuriano - Batoniano. Esta inversión en la evolución de la cuenca tal vez se debe también al notable aumento en los aportes detríticos continentales, puesto que traduce una inversión del balance entre subsidencia tectónica y aportes sedimentarios. Cabe subrayar, por lo tanto, el contraste entre la unidad somera carbonatada del inicio de esta evolución (la Formación Pelado), donde la fracción detrítica era obviamente reducida, y la unidad somera cuarzosa del final (la Formación Chachacumane), predominantemente compuesta por una fracción detrítica arenosa. Evidentemente, la paleogeografía continental durante el intervalo Kimeridgiano-Valanginiano era dominada por sistemas de ríos que llevaban un abundante material clástico a la cuenca, a diferencia del intervalo Sinemuriano-Batoniano.

4.1.5 Invasión de la cuenca por una sedimentación volcanodetrítica a partir del ?Hauteriviano

Como recalcado más arriba, la Formación Chulluncane muestra una litología netamente diferente de la subyacente Formación Chachacumane, por tratarse de areniscas mayormente líticas derivadas desde un arco volcánico, mientras el material clástico de la segunda es exclusivamente cuarzoso. Además, la Formación Chulluncane incluye derrames volcánicos que corroboran la cercanía de un arco volcánico.

Estos hechos son suficientes para poder afirmar que la discontinuidad Chachacumane / Chulluncane corresponde al desarrollo de un arco volcánico en las vecindades de la zona de estudio (Fig. 4.9). Aunque necesitan confirmación, unas imbricaciones de clastos medidas en un conglomerado de la Formación Chulluncane sugieren que este material volcanodetrítico provenía del oeste.

4.1.6 Síntesis

La historia geológica regional fue dominada por el desarrollo de un proceso de *rifting* durante el intervalo

Pensilvaniano - Hetangiano. La identificación de este proceso es una clave fundamental para explicar la acumulación posterior de una espesa serie sedimentaria continua, del Sinemuriano al Valanginiano. También puede explicar la acumulación de la Formación Machani y del Grupo Ambo registrados en el área de Huacano, aunque existe sólo una zona de afloramiento en la zona de estudio. En efecto, es lógico considerar que estos depósitos mayormente continentales representan los primeros sedimentos acumulados en la etapa incipiente del proceso de *rifting*.

Por lo tanto, siguiendo esta hipótesis, la evolución geológica reconstruida en la zona de estudio se puede resumir de la manera siguiente:

- Un proceso de adelgazamiento litosférico se inició en el Paleozoico superior (Devoniano o Misisipiano inferior). El *rifting* incipiente produjo grábenes donde se depositaron la Formación Machani y el Grupo Ambo.
- En el Pensilvaniano, el adelgazamiento litosférico alcanzó un estado suficiente para producir cantidades considerables de magma básico, como lo evidencian las numerosas coladas basálticas de la potente Formación Junerata. Es probable que este proceso mantélico, como manifestado por este abundante magmatismo que duró por lo menos 120 Ma, llegó a crear una cuenca marginal.
- En la zona de estudio, que se encontraba sobre el borde noreste, “pasivo”, de esta cuenca marginal, el proceso efusivo terminó en el Jurásico basal, mientras prosiguió en áreas ubicadas más al sur (en Arica existen lavas almohadilladas calovianas; Douglas, 1920).
- Entre el Sinemuriano y el Valanginiano, la zona de estudio era parte del margen subsidente, de tipo pasivo, de la cuenca marginal. Ahí se acumuló una potente serie sedimentaria, que registra una profundización durante el intervalo Sinemuriano-Toarciano medio, un estado de cuenca profunda del Toarciano superior al Caloviano inferior, y una somerización por progradación clástica cuarzosa, desde el noreste, a partir del Caloviano, hasta el Valanginiano.

- Aproximadamente en el límite Valanginiano-Hauteriviano, el registro estratigráfico indica un profundo trastorno en la cuenca, puesto que su parte estudiada empezó a ser invadida por una sedimentación volcanodetrítica desde el oeste o suroeste.

4.2 Interpretación geodinámica en otros sectores de la cuenca.

4.2.1 Introducción

Como analizado más arriba, la zona de estudio se ubica en el borde noreste de una cuenca marginal desarrollada en el intervalo Paleozoico superior - Cretáceo inferior. Esta cuenca fue probablemente generada por un proceso de *rifting*, producto de un adelgazamiento litosférico.

En el presente capítulo se presentan indicios o evidencias descritas en otros estudios científicos realizados en el Perú y en Sudamérica, que manifiestan una actividad distensiva en el Mesozoico inferior.

El sistema de rift donde se acumuló el Grupo Mitu (Pérmico superior-Triásico) en asociación con un magmatismo intenso, proporciona un claro ejemplo, en la Cordillera Oriental del Perú, de un contexto magmático, generado por un proceso de adelgazamiento litosférico (Sempere et al., 2002a).

4.2.2 Estudios referentes al sur del Perú

4.2.2.1 Evolución de la Cuenca de Arequipa

El estudio principal referente a esta área fue publicado por Vicente et al. (1982). Posteriormente, Sempere et al. (2002) propusieron una síntesis para el Perú y Bolivia, que para la Cuenca de Arequipa utilizó ampliamente los datos proporcionados por Vicente (1981), Vicente et al. (1982) y Vicente (1989).

La mayor parte de la Formación Socosani se depositó en una plataforma carbonatada relativamente somera. Su miembro cuspidal registra calcilitas gris oscuras (facies profundas de “*starved basin*”) que contrastan

notoriamente con las facies más someras anteriores. Este contraste señala que la paleoprofundidad aumentó considerablemente en el Bajociano superior.

Notaron la presencia de numerosas fallas sinsedimentarias en la base de la Formación Socosani. Describen además una clara falla sinsedimentaria de orientación noroeste-sureste que separa dos bloques: en el bloque elevado suroeste se desarrollaron biostromas con *Plicatostylos* mientras en el bloque hundido se depositaban calcilitas. Estas observaciones prueban la actuación en el sector de Yura de una fuerte tectónica distensiva durante la sedimentación de la Formación Socosani, que explica las rápidas variaciones de facies que se registran en ella (León, 1981).

En el sector de La Capilla (50 km al sureste de Yura), una falla produjo un hiato estratigráfico de más de 500 m de serie en el bloque este elevado. Mientras que en el sector de El Toro del Río Tambo, se llegan a observar verdaderas discordancias angulares dentro de los sedimentos bajocianos (Formación Guaneros) que implica en estos casos además basculamiento y ladeadas de series. Con estos ejemplos se aprecia la real importancia de esta tectónica sinsedimentaria distensiva en la individualización de la Cuenca de Arequipa, que produjo una rápida subsidencia de la misma.

Las fallas sinsedimentarias se organizan en un sistema con orientación sensiblemente noroeste-sureste (Yura) y noreste-suroeste (La Capilla), es decir respectivamente paralelo y ortogonal al futuro eje mayor de la cuenca. Estos autores sugieren que la orientación propia de los Andes centrales (noroeste-sureste) se delineó en el Jurásico.

Además, la Formación Labra (Titoniano-Neocomiano) presenta facies de muy poca profundidad y registra una resaltante potencia, poniendo de manifiesto la importante subsidencia de la cuenca y plantea la cuestión del balance entre la tasa de subsidencia y la tasa de sedimentación.

Todos los trabajos referentes al Mesozoico del sur del Perú contemplan la existencia de un arco volcánico hacia el suroeste, y por lo tanto de un contexto de subducción, como fue comprobado por Romeuf et al. (1995). Siguiendo las sugerencias de Vicente et al. (1982), Sempere et al. (2002a) propusieron que la Cuenca de Arequipa se originó por un proceso de adelgazamiento litosférico de tipo *rifting* que probablemente se desarrolló en un contexto de trasarco distensivo. El adelgazamiento litosférico parece haber culminado en el Bajociano superior - Caloviano inferior (~172-162 Ma), época de máxima profundidad de la cuenca.

El espesor de la Formación Chocolate *s.s.* y la abundancia de rasgos sinsedimentarios extensionales en las formaciones Socosani y Puente reflejan una subsidencia tectónica intensa. El emplazamiento de la super-unidad Punta Coles (gabro-monzotonalitas) debe haber ocurrido en este mismo contexto; el área de mayor magmatismo probablemente sufrió mayor adelgazamiento litosférico.

4.2.2.2 Comparación con el área de estudio

Los rasgos distensivos descritos por Vicente et al. (1982) se correlacionan con los descritos en el Área Mal Paso-Palca y, tal como lo manifestaron Sempere et al. (2002), indican que la Cuenca de Arequipa fue generada por adelgazamiento litosférico. Ambos trabajos plantearon la existencia de un arco volcánico, y por lo tanto de un contexto de subducción, por lo menos en el Jurásico. Dado la importante subsidencia evidenciada por las formaciones Chocolate y Junerata, Sempere et al. (2002) sugirieron además que estas potentes series volcánicas se acumularon en una cuenca de trasarco distensivo.

En el presente trabajo se propone que, en la zona de Palca-Mal Paso, la iniciación del *rifting* se produjo durante el Devoniano? y/o Misisipiano, período que representa la primera etapa del adelgazamiento litosférico. En el mismo

sector, la actividad magmática se desarrolló durante su segunda etapa (Pensilvaniano-Hetangiano), mientras que continuó hasta por lo menos el Caloviano en el área de Arica (Douglas, 1920), y hasta el Toarciano en el área de Arequipa (Vicente, 1981).

La dirección noroeste-sureste que presenta el sistema de fallas *syn-rift* en el sector de Yura concuerda con la orientación del Sistema de fallas Incapuquio y Challaviento que controló la estructura de la cuenca en la zona de estudio. Este hecho sugiere que el Sistema de fallas Incapuquio y Challaviento estuvo activo durante el *rifting*, y por lo tanto plantea la posibilidad de una antigüedad mayor a la que se ha considerado hasta la fecha. De acuerdo con la dirección de este sistema y con la dirección de variación de facies descrita en la zona de estudio, el eje del *rift* habría tenido una dirección noroeste-sureste, paralela a la actual orientación de la Cordillera Occidental.

La sedimentación en el borde noreste de la cuenca (sectores de Yura, Chapi, La Capilla y Mal Paso-Palca) presenta una evolución vertical parecida, presentando algunas variaciones laterales en facies y espesores. En el área de Arequipa, el período de mayor profundidad corresponde a las formaciones Socosani terminal, Puente y Cachíos inferior, es decir al intervalo Bajociano superior-Caloviano inferior (~172-162 Ma; duración: 10 Ma), revelando que la región de Tacna se hundió ~12 Ma antes que la de Arequipa.

Cerca de Arequipa, el conjunto progradante formado por las formaciones Labra, Gramadal y Hualhuani (Oxfordiano-Neocomiano) equivale claramente a la Formación Chachacumane de la zona de estudio; presenta en gran parte facies de poca profundidad pese a registrar una resaltante potencia, poniendo de manifiesto la importante subsidencia de esta zona de la cuenca, y planteando la cuestión del balance entre la tasa de subsidencia y la tasa de sedimentación.

Hacia el norte chileno, se plantea la existencia de un “par paleogeográfico Arco Magmático-Cuenca de Trasarco”

(Muñoz et al., 1988). En la Cordillera de la Costa entre Arica e Iquique, se observan “flujos lávicos andesíticos subacuáticos almohadillados y subaéreos” (Muñoz et al., 1988).

En cuanto a la estratigrafía, la actividad volcánico-sedimentaria *syn-rift* descrita en la zona de estudio muestra una evolución continua, controlada por la tectónica distensiva de la cuenca; las unidades de la fase sedimentaria presentan contactos concordantes y transicionales, confirmando la continuidad del proceso sedimentario. Por esta razón se propuso (Sempere et al., 2002) que la denominación “Grupo Yura” debería reflejar en su totalidad la actividad de la cuenca de tipo marginal, propuesta con la cual se coincide en las conclusiones de este trabajo. En la zona de estudio, según esta propuesta, el Grupo Yura estaría conformado, de la base al tope, por las formaciones Junerata, Pelado, San Francisco, Ataspaca y Chachacumane.

4.3 Estudios referentes al margen occidental de Sudamérica (Gondwana)

Sempere et al. (2002) evidenciaron que el borde oeste de Gondwana sufrió un proceso distensivo intenso durante el Pérmico superior - Jurásico medio, como consecuencia de la dislocación de Pangea (Tankard et al., 1995). Este estiramiento de la corteza continental de Gondwana occidental generó la formación de una serie de cuencas alargadas de tipo *rift*, con una orientación general SE-NO, a lo largo de lo que hoy en día es la Cordillera de los Andes.

Son ejemplos claros de cuencas de tipo *rift* formadas durante el adelgazamiento litosférico del borde oeste de Gondwana las cuencas La Ramada y Mendoza-Aconcagua, ubicadas en el extremo sur de los Andes Centrales (límite Chile-Argentina), las cuales se formaron durante el Triásico superior - Jurásico inferior (Alvarez et al., 2002). En el Oroclino Boliviano, el sistema de *rift* Pérmico superior - Jurásico medio de la Cordillera Oriental del Perú y Bolivia (Kontak et al., 1985; Sempere et al., 2002).

En la zona de estudio, los datos obtenidos en el curso del presente trabajo permiten extender el período de adelgazamiento litosférico al Paleozoico superior, dado que no parece existir un hiato cronológico entre el Grupo Ambo observable en Mal Paso y la sobreyacente Formación

Junerata. Por lo tanto, el estiramiento al cual fue sometido el margen occidental de Gondwana se habría iniciado en el Devoniano o Misisipiano, produciendo la deposición de estratos sedimentarios en una cuenca ubicada a lo largo de la costa sur del Perú (como parecen confirmarlo estudios en curso en Pocomá, Cocachacra, Chira, Ocoña, Atico, Puerto Viejo, Paracas; T. Sempere, com. personal). Esta conclusión está de acuerdo con el hecho que un magmatismo misisipiano está registrado en varias zonas de la Cordillera Oriental del Perú (Jacay et al., 1999), la cual fue el sitio de un notable proceso de *rifting* a partir del Pérmico superior.

CAPITULO V GEOLOGIA ECONÓMICA

5.1 Introducción

En la zona de estudio existen depósitos minerales de interés económico en asociación con rocas de origen magmático. La sucesión sedimentaria acumulada en la cuenca que estuvo activa del Paleozoico superior al Cretáceo inferior cuenta con potentes espesores de lutitas y calizas ricas en materia orgánica, por una parte, y de areniscas, por otra parte, todas estas facies siendo propicias para la generación y almacenamiento de petróleo. Calizas y areniscas presentan un interés cierto para su explotación como depósitos no metálicos.

5.2 Depósitos Metálicos

En el poblado de Ataspaca aflora un plutón perteneciente a la Unidad Intrusiva Challaviento, que se encuentra emplazado en calizas de las formaciones Pelado y San Francisco. Este emplazamiento fue acompañado por fluidos mineralizantes, principalmente en cobre. En general, casi todos los plutones registrados en esta parte de la región presentan mineralización de cobre.

En los alrededores del poblado de Huanune, se observan sills y diques básicos emplazados en las facies silíceas (cherts) de la Formación San Francisco. Macroscópicamente, se puede observar gran porcentaje de mineral diseminado, principalmente pirita, pero también chalcopirita.

Sin embargo, un mayor interés económico está presentado por el Sistema de fallas Incapuquio y Challaviento. Se ha propuesto en muchas oportunidades que el Sistema de fallas Incapuquio controlaría la posición de grandes yacimientos minerales como Toquepala y Cuajone (y, más al noroeste, Cerro Verde) (Sempere et al., 2002b,c).

5.3 Depósitos No-Metálicos

La potente Formación Chachacumane está compuesta principalmente por bancos de areniscas cuarzosas y cuarcíticas. En las secuencias superiores, los bancos cuarcíticos no presentan muchas impurezas, además de tener afloramientos continuos, y son depósitos potencialmente explotables. De hecho, varios niveles de areniscas de esta

formación están siendo explotados actualmente. La cuarcita es utilizada por la Empresa Minera Southern Peru Copper Corporation como material refractario en su fundición de Ilo.

Las formaciones Pelado y San Francisco están compuestas principalmente por facies calcáreas. En el sector de Yura, las calizas de la Formación Socosani son usadas como principal materia prima en la elaboración de cemento. Dado el espesor y la buena accesibilidad de los afloramientos de estas unidades locales en la zona de estudio, podrían ser usadas como canteras para la elaboración de cemento.

La industria de la roca ornamental no está muy desarrollado en el país, dado su costo elevado y la necesidad de contar con grandes volúmenes de agua para el pulido de la misma. A pesar de esto, se han observado rocas principalmente intrusivas que cuentan con facies adecuadas para su explotación como roca ornamental. En particular, las rocas del plutón de Ataspaca presentan facies granodioríticas muy vistosas, pero su alto grado de fracturamiento dificultaría su utilización. Asimismo, las facies graníticas del plutón Mal Paso son apropiadas para su uso como roca ornamental: este plutón no registra un fracturamiento intenso, y el mayor inconveniente sería la falta de agua en el sector.

5.4 Hidrocarburos

5.4.1 Posibles Rocas Madre

Las facies calcáreas de las formaciones Pelado y, sobretodo, San Francisco, presentan un alto contenido de materia orgánica, dado la tonalidad oscura de sus facies y el olor fétido que expide la roca al ser fracturada. Estas evidencias indican que las facies de estas formaciones pueden ser consideradas buenas rocas madre.

Además, la Formación Ataspaca contiene un gran volumen de lutitas negras. Estas facies suelen ser buenas rocas madre de hidrocarburos.

5.4.2 Posibles Rocas Reservorio

Dentro de la secuencia jurásica, no se han observado facies que puedan ser consideradas como roca reservorio. Las areniscas de la Formación Chachacumane son finas y litificadas, y no presentan

muy buenas condiciones de porosidad intergranular y menos aún de permeabilidad. Sólo el fracturamiento de estas areniscas podría proveer una posibilidad de reservorio.

También cabe la posibilidad de que las calizas de la Formación Pelado, por porosidad o fracturamiento, puedan entrapar hidrocarburo.

Sin embargo, se tiene que plantear la cuestión de la evolución térmica de las rocas madre. En efecto, la actividad del arco volcánico Toquepala en la región sur del Perú ha probablemente afectado la zona de estudio, y quizás reducido ampliamente la posibilidad de hallar algún yacimiento de hidrocarburos en el área.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

- 1° El estudio de la estratigrafía y paleogeografía del intervalo Paleozoico superior-Cretáceo inferior en el Area Mal Paso-Palca brinda evidencias que sugieren fuertemente la generación de una cuenca marginal tipo *rift* dentro de un contexto de adelgazamiento litosférico. En esta cuenca se desarrolló una actividad volcano-sedimentaria continua. Este tipo de proceso es común en el borde oeste de Gondwana, debido a un proceso distensivo intenso originado por la dislocación de Pangea (Tankard et al., 1995). Este estiramiento de la corteza continental de Gondwana occidental generó la formación de una serie de cuencas alargadas de tipo *rift*, con una orientación general SE-NO, a lo largo de lo que hoy en día es la Cordillera de los Andes
- 2° Se propone que el inicio del proceso distensivo ocurrió en el Paleozoico superior (Devoniano? o Misisipiano), dado la aparente ausencia de un hiato estratigráfico importante entre el Grupo Ambo y la Formación Junerata.
- 3° Entonces, el proceso de adelgazamiento litosférico se inicia en el Devoniano? y/o Misisipiano, con la apertura de una cuenca incipiente tipo *rift* y con la deposición de estratos sedimentarios (Formación Machani y Grupo Ambo). Durante el Pensilvaniano-Hetangiano, este proceso alcanzó un estado suficiente para producir cantidades considerables de magma básico (Formación Junerata), así como la fusión parcial de rocas corticales (Complejo plutónico Mal Paso) debido a altos flujos de calor. Dado este contexto es probable la formación de una cuenca marginal.

Posteriormente, entre el Sinemuriano y el Valanginiano, se acumuló una potente serie sedimentaria en el borde noreste, subsidente, de la cuenca marginal. Registra una profundización progresiva durante el intervalo Sinemuriano – Toarciano medio, manifestada por el desarrollo de una plataforma carbonatada (Formación Pelado). También se muestra una somerización por progradación clástica cuarzosa, desde el noreste, a partir del Caloviano, hasta el Valanginiano (Formación Ataspaca medio y superior, Formación Chachacumane). El período de inundación máxima se ubica en el intervalo Toarciano superior-Caloviano inferior (Formaciones San Francisco y Ataspaca inferior).

Finalmente, a partir del Hauteriviano aproximadamente, el registro estratigráfico indica el desarrollo de un arco volcánico en las cercanías de la zona de estudio. La presencia de diques y sills basálticos emplazados en las unidades *syn-rift* seguramente esté vinculada con el desarrollo de este arco volcánico. Este hecho marca un cambio en las condiciones de sedimentación.

- 4° La parte de la cuenca cubierta por la zona de estudio estaba aparentemente estructurada por el Sistema de fallas Incapuquio y Challaviento (SFI). La repartición de las facies y de los espesores en la zona de estudio sugiere que este ya estaba activo como un sistema normal durante la formación de la cuenca. La topografía generada por este fallamiento normal activo a lo largo del borde noreste de la cuenca y su relación con el nivel del mar controlaron en parte la distribución de las facies sedimentarias, la cual manifiesta que la cuenca profundizaba hacia el suroeste. De acuerdo con la dirección del SFI y con la dirección de la variación de facies descrita en la zona de estudio, el eje del *rift* habría tenido una dirección noroeste-sureste, paralela a la actual orientación de la Cordillera Occidental.
- 5° La evolución de la actividad volcano-sedimentaria *syn-rift* descrita en la zona de estudio es continua; las unidades de la fase sedimentaria presentan contactos concordantes y transicionales, confirmando la continuidad del proceso sedimentario. Es por esto que se propone que la denominación “Grupo Yura” debería reflejar en su totalidad la actividad de la cuenca de tipo marginal, estando de acuerdo con Sempere et al. (2002a) en redefinir el Grupo Yura, de manera que incluya todas las formaciones relacionadas con la actividad de la cuenca dentro de esta gran unidad estratigráfica. Entonces, el Grupo Yura en esta parte de la región tacneña está conformado de base a tope por las formaciones Junerata, Pelado, San Francisco, Ataspaca y Chachacumane.
- 6° Se cree necesario realizar un estudio geoquímico del magmatismo basáltico para determinar con mayor precisión su(s) contexto(s) geotectónico(s) tanto en la zona de estudio como en la zona costera.
- 7° Se recomienda realizar estudios estratigráficos y sedimentológicos en la región de la costa para evaluar su posición tanto paleogeográfica como paleotectónica, y asimismo comprobar la hipótesis de una cuenca marginal.

- 8° Se recomienda intentar obtener dataciones sobre los sills y diques emplazados en los estratos *syn-rift* y entender su relación con el desarrollo de un arco volcánico evidenciado por la Formación Chulluncane después del Valanginiano.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aldana, M. 2002. Fauna Devoniana en la costa sur del Perú; nuevos especímenes. XI Congreso Peruano de Geología, resúmenes, p. 212.
- Alejandro, V. En prensa. Contribución al conocimiento estratigráfico y petrográfico de unidades del sur del Perú. Tesis de grado, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima.
- Alleman, V & Pfefferkorn, H.W. 1998. Licópodos de Paracas: Significación geológica y paleoclimatológica. Boletín Sociedad Geológica del Perú, vol. 78, p. 131-136.
- Alvarez P., Giambiagi, L., Godoy, E., Ramos, V. 2002. Tectosedimentary Evolution of Triassic-Jurassic Extensional Basins in the High Andes of Argentina and Chile (32°-34° SL). IV Symposium International Géodynamique Andine (ISAG 2002), resúmenes extendidos, p. 27-30.
- Azcuy C.L. & Suárez-Soruco, R. 1993. *Nothorhacopteris kellybelenensis*. Una nueva especie del Carbonífero inferior de Bolivia. Revista Técnica Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos, p. 13-14, p. (En: Suárez-Soruco, R., ed. Fósiles y Facies de Bolivia. Volumen II – Invertebrados y Paleobotánica. Santa Cruz, Bolivia, Y.P.F.B., p. 173-179).
- Bedoya, C., Acosta, J., Pino, A., Flores, A. 2002. Análisis de peligro de deslizamiento en la cuenca del río Callazas. XI Congreso Peruano de Geología, resúmenes, p. 150.
- Benavides, J. 1986. Curso de Sedimentología y Estratigrafía. Facultad de Geología y Geofísica, Universidad de San Agustín.
- Bouma, A, Berryhill, H, Brenner, R., Knebel, H. 1982. Continental Shelf and Epicontinental Seaway. Sandstone Depositional Environments. AAPG, p. 247-279
- Clark, A. H., Farrar, E., Kontak, D. J., Langridge, R. J., Arenas, M. J., France, L. J., McBride, S. L., Wodman, P. L., Wasteneys, H. A., Sandeman, H. A., Archibald, D. A. 1990. Geologic and geochronologic constraints on the metallogenetic evolution of the Andes of southeastern Peru. *Economy Geology*, vol. 85, p. 1520-1584.
- Castro, L. 1960. Estudio geológico en el departamento de Tacna. Universidad Nacional Mayor de San Marcos, tesis doctoral, 133 p.
- Cobbing, J. 1998. The coastal batholith of Peru and other aspect of Andean magmatism. Boletín Sociedad Geológica del Perú, vol. 88, p. 5-20.
- Flores, A. 2001. Progresos en el conocimiento de la geología del valle de Tacna. Cd de la VI Semana Geológica del Sur del Perú - Tacna.

- Flores, A. En prensa. Evolución cenozoica del Area de Tacna: Geomorfología, estratigrafía, sedimentología y tectónica. Tesis de grado. Universidad Nacional Jorge Basadre Grohmann
- Flores, A.; Sempere, T. 2002. Avances en la historia geológica del valle de Tacna. XI Congreso Peruano de Geología, resúmenes, p. 22.
- Flores, A., Jacay, J., Roperch, P., Sempere, T. 2002. Un evento volcánico de edad Plioceno superior(?) en la región de Tacna: la Ignimbrita de Pachia. XI Congreso Peruano de Geología, resúmenes, p. 199.
- France, L.J., Clark, A.H., Farrar, E. 1984. Geochronological and petrological studies of Tertiary igneous rocks, Cordillera Occidental, southernmost Peru: a preliminary report. INGEMMET, informe inédito, 28 p.
- García, A., Mansilla, H. Estratigrafía y Sedimentología. Apuntes del Departamento de Ingeniería Geológica; Esc. Tec. Sup. de Ingenieros de Minas; Universidad Politécnica de Madrid.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., de Graciansky, P.-C., Vail, P.R. 1998. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins, chart 1. In: P.-C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin & P.R. Vail (Editors), Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins, SEPM Special Publication 60.
- Iannuzzi, R., Diaz-Martinez, E. & Suárez-Soruco, R. (1999).- Los elementos florísticos de la Formación Siripaca (Grupo Ambo, Bolivia) y su contexto bioestratigráfico. Instituto de Geociencias, UFRGS-Pesquisas, 26, 21-40.
- Iannuzzi, R., Pfefferkorn, H., Diaz-Martinez, E., Alleman, V. & Suárez-Soruco, R. (1998).- La Flora eocarbonífera de la Formación Siripaca (Grupo Ambo, Bolivia) y su correlación con la flora de Paracas (Grupo Ambo, Perú). Bol. Soc. Geol. Perú, 88, 39-51.
- Iannuzzi, R. & Rösler, O. (2000).- Floristic migration in South America during the Carboniferous: phytogeographic and biostratigraphic implications. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Vol. 161 (2000) 71-94, Elsevier Science B.V.
- Jaén, H. 1965. Geología del cuadrángulo de Tarata. Comisión Carta Geológica Nacional (ahora INGEMMET), bol. 11.
- Jacay, J., Sempere, T., Carlier, G., & Carlotto, V., 1999. Late Paleozoic - Early Mesozoic plutonism and related rifting in the Eastern Cordillera of Peru. IV International Symposium on Andean Geodynamics, Göttingen, p. 358-363.
- Jacay, J., Sempere, T., Husson, L., Pino, A. 2002. Características Estructurales del Sistema de Fallas Incapuquio. XI Congreso Peruano de Geología, resúmenes, p. 29.
- Martignole, J., Martelat, J.-E. 2003. Regional-scale Grenvillian-age UHT metamorphism in the Mollendo-Camana block (basement of the Peruvian Andes). Journal of metamorphic geology, v. 21, p. 99-120.

- McCubbin, D. 1982. Barrier-Island and Strand-Plain Facies. Sandstone Depositional Environments. AAPG, p. 247-279
- Monge, R., Cervantes, J. 2000. Mapa geológico actualizado de los cuadrángulos de Pachía y Palca (Esc. 1:50 000). INGEMMET, Dirección de Geología Regional.
- Muñoz, N., Venegas, R., Tellez, C. 1988a. La formación La Negra: Nuevos antecedentes estratigráficos en la Cordillera de la Costa de Antofagasta. V Congreso Geológico Chileno, t.1, p. A283-A311.
- Muñoz, N., Elgueta, S., Harambour, S. 1988b. El sistema Jurásico (Fm. Livilcar) en el curso superior de la quebrada de Azapa, I-Region: Implicancias Paleogeográficas. V Congreso Geológico Chileno, t.1, p. A403-A415.
- Núñez del Prado, H. 2000. Revisión y síntesis de la estratigrafía y paleogeografía Mesozoica del sur del Perú. X Congreso Peruano de Geología, resúmenes.
- Palmer, A.R., Geissman, J. 1999. 1999 Geologic Time Scale. Geological Society of America.
- Petford, N., Cruden, A. R., McCaffrey, K. J. W., Vigneresse, J.-L. 2000. Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. *Nature*, vol. 408, p. 669-673.
- Pino, A., Jacay, J., Sempere, T., Ianuzzi, R., Alleman, V., Pkerffpok, J. 2002. Nuevos aportes geológicos en el estudio de la evolución geodinámica de la Cordillera de los Andes en el Sur del Perú. XI Congreso Peruano de Geología, resúmenes, p. 40.
- Robert, E., Bulot, L.G., Jaillard, E., Peybernès, B. 2002. Proposition d'une nouvelle biozonation par ammonites de l'Albien du Bassin andin (Pérou). *C. R. Palevol*, v. 1, p. 1-9.
- Romeuf, N., Aguirre, L., Carlier, G., Soler, P., Bonhomme, M., Elmi, S., Salas, G. 1993. Present knowledge of the Jurassic volcanogenic formations of southern coastal Peru. II International Symposium on Andean Geodynamics, Oxford, p. 437-440.
- Romeuf, N., Aguirre, L., Soler, P., Féraud, G., Jaillard, E., & Ruffet, G. 1995. Volcanismo jurásico medio en los Andes del norte y centro. *Revista Geológica de Chile*, v. 22, n° 2, p. 245-259.
- Salinas, E. 1985. Evolución paleogeográfica del Sur del Perú a la luz de los métodos de análisis sedimentológicos de las series del departamento de Tacna. Universidad Nacional San Agustín de Arequipa, tesis de grado, 205 p.
- Sempere, T., Carlier, G., Soler, P., Fornari, M., Carlotto, V., Jacay, J., Arispe, O., Néraudeau, D., Cardenas, J., Rosas, S., Jimenez, N. 2002a. Late Permian-middle Jurassic lithospheric thinning in Peru, and its bearing on Andean-age tectonics. *Tectonophysics* 345, p. 153-181.
- Sempere, T., Jacay, J., Fornari, M., Roperch, P., Acosta, H., Bedoya, C., Cerpa, L., Flores, A., Husson, L., Ibarra, I., Latorre, O., Mamani, M., Meza, P.,

- Odonne, F., Orós, Y., Pino, A.; Rodríguez, R. 2002b. Lithospheric-scale transcurrent fault systems in Andean Southern Peru. V International Symposium on Andean Geodynamics, Toulouse, p. 601-604.
- Sempere, T., Jacay, J., Pino, A., Fornari, M., Marocco, R., Flores, A., Acosta, J., Bedoya, C. 2002c. Adelgazamiento litosférico Triásico-Jurásico en el extremo sur del Perú. XI Congreso Peruano de Geología, resúmenes, p. 52.
- Sempere, T., Jacay, J., Fornari, M., Pino, A., Flores, A., Acosta, J., Bedoya, C., Roperch, P., Barriga, J. 2002d. Estructura tectónica del extremo sur del Perú y sus posibles aplicaciones. XI Congreso Peruano de Geología, resúmenes, p. 54.
- Vicente, J. C. 1981. Elementos de la estratigrafía mesozoica sur peruana. En: Volkheimer, W.; Musacchio, E.A. (Eds.), Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur, vol. 1. Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico, p. 319– 351.
- Vicente, J. C. 1989. Early Late Cretaceous overthrusting in the Western Cordillera of southern Peru. In: Ericksen, G.E., Cñas, M.T., Reinemund, J.A. (Eds.), Geology of the Andes and its relation to Hydrocarbon and Mineral Resources, Houston, vol 11, p. 91-117.
- Vicente, J. C. Beaudoin, B., Chávez, A., León, I., 1982. La cuenca de Arequipa (sur Perú) durante el Jurásico-Cretácico inferior. V Congreso Latinoamericano de Geología 1, p 121-153.
- Wasteneys, A.H., Clark, A.H., Farrar, E., Langridge, R.J. 1995. Grenvillian granulite-facies metamorphism in the Arequipa massif, Peru: a Laurentia-Gondwana link. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 132, p. 63 –73.
- Wilson, J., García, W. 1962. Geología de los cuadrángulos de Pachía y Palca (Hojas 36-v y 36-x). Comisión Carta Geológica Nacional (ahora INGEMMET), bol. 04.
- Wörner, G., Lezaun, J., Beck, A., Heber, V., Lucassen, F., Zinngrebe, E., Rössling, R., Wilke, H.G. 2000. Precambrian and Early Paleozoic evolution of the Andean basement at Belén (northern Chile) and Cerro Uyarani (western Bolivia Altiplano). *Journal of South American Earth Sciences*, v. 13, p. 717-737.

ILUSTRACIONES

- Fig. 1.1 Segmentación de la Cordillera de los Andes.
- Fig. 1.2 Mapa de ubicación de la zona de estudio.
- Fig. 2.1 Mapa Morfotectónico Regional.
- Fig. 2.2 Unidades morfotectónicas presentes en el departamento de Tacna.
- Fig. 2.3 Sección de la unidad morfológica “Zona de Montañas”.
- Fig. 2.4 Mapa geomorfológico de la zona de estudio (en Anexos).
- Fig. 2.5 Elevaciones escarpadas y rugosas en la quebrada Palca.
- Fig. 2.6 Imagen satelital donde se aprecia la unidad Superficie Huaylillas.
- Fig. 2.7 Imagen satelital del sector SE de la zona de estudio.
- Fig. 2.8 Valle en “V” perteneciente a la quebrada Palca.
- Fig. 3.1 Mapa geológico de la zona de estudio.
- Fig. 3.2 Cuadro cronoestratigráfico del Area Mal Paso-Palca.
- Fig. 3.3 Gneises del basamento metamórfico.
- Fig. 3.4 Contacto entre el basamento metamórfico y la formación Machani.
- Fig. 3.5 *Nothorhacopteris cf. kellybelenensis*.
- Fig. 3.6 *Tomiodendron sp.*
- Fig. 3.7 Colada de basalto con superficie almohadillada
- Fig. 3.8 Colada de basalto con superficie ondulada.
- Fig. 3.9 Columna estratigráfica levantada en el cerro Huanuane.
- Fig. 3.10 Vista panorámica del cerro Pelado.
- Fig. 3.11 Columna estratigráfica de la Formación Pelado.
- Fig. 3.12 Columna estratigráfica levantada en la quebrada Ammos.
- Fig. 3.13 Contacto entre la Unidad Intrusiva Lluta y la parte superior de la Formación San Francisco.
- Fig. 3.14 Anticlinal de la quebrada Ammos.
- Fig. 3.15 Miembro inferior de la Formación San Francisco en la quebrada Ammos.

- Fig. 3.16 Cherts finamente estratificados en la parte inferior de la Formación San Francisco (C° Huanuane).
- Fig. 3.17 Diferentes ejemplares de ammonites que conforman el nivel de condensación.
- Fig. 3.18 Vista panorámica de la sección Cuviri-Quilla.
- Fig. 3.19 Columna estratigráfica de la Formación Ataspaca.
- Fig. 3.20 Columna estratigráfica de la Formación Chachacumane.
- Fig. 3.21 Secuencias estratocreciente que conforman la Formación Chachacumane.
- Fig. 3.22 Bancos de areniscas líticas grises de la formación Chulluncane.
- Fig. 3.23 Conglomerados polimícticos de la formación Chulluncane.
- Fig. 3.24 Afloramiento de la Formación Tarata en los alrededores del poblado de Palquilla.
- Fig. 3.25 Depósito de escombros asociado a un afloramiento de la Formación Huaylillas.
- Fig. 3.26 Correlación de la toba Tala con la toba Pachía y toba homónima.
- Fig. 3.27 Contacto fallado entre el Complejo Plutónico Mal Paso y el Grupo Ambo.
- Fig. 3.28 Filones de leucogranito emplazados en el basamento precámbrico.
- Fig. 3.29 Masa de hornblenditas, cristal de hornblenda.
- Fig. 3.30 Geometría y variación de facies de la Unidad Intrusiva Lluta.
- Fig. 3.31 Sección geológica A-A'.
- Fig. 3.32 Cataclasitas/milonitas que afloran en la zona de Mal Paso.
- Fig. 4.1 Principales períodos en el intervalo Paleozoico superior-Cretáceo inferior.
- Fig. 4.2 Esquema Paleogeográfico durante el Devoniano?-Misisipiano.
- Fig. 4.3 Esquema Paleogeográfico durante el Pensilvaniano-Hetangiano.
- Fig. 4.4 Variación de facies y espesores en las formaciones Pelado y San Francisco.
- Fig. 4.5 Sector de la cuenca estructurada por la distribución del Sistema de Fallas Incapupuió .

- Fig. 4.6 Esquema paleogeográfico durante el Sinemuriano-Toarciano superior.
- Fig. 4.7 Esquema paleogeográfico durante el Toarciano superior-Caloviano inferior.
- Fig. 4.8 Esquema paleogeográfico durante el Caloviano medio-Valanginiano.
- Fig. 4.9 Esquema paleogeográfico a partir de Hauteriviano.

TABLAS

- 3.1 Determinaciones de fauna presente en la Formación Pelado.
- 3.2 Identificación de ammonites presentes en la Formación San Francisco.
- 3.3 Identificación de fauna presente en las formaciones Ataspaca y Chachacumane.
- 3.4 Dataciones isotópicas mencionadas en el texto.

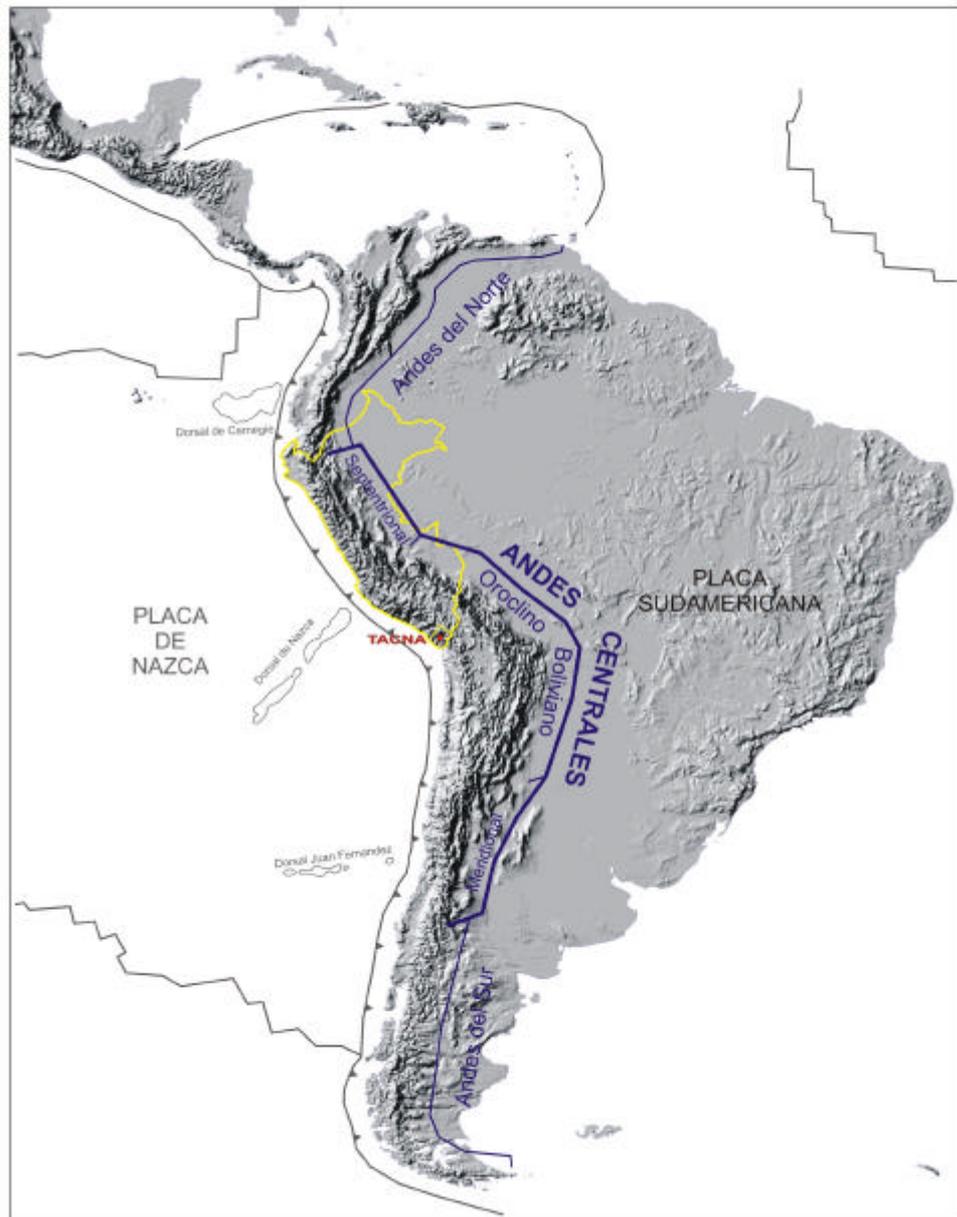


Fig. 1.1: Superficie topográfica de América del Sur, según GTOPO30 USGS-NASA. Segmentación de la Cordillera de los Andes. Ubicación del departamento de Tacna dentro del llamando "Oroclino Boliviano".(Modificado de A. Flores, en prensa)

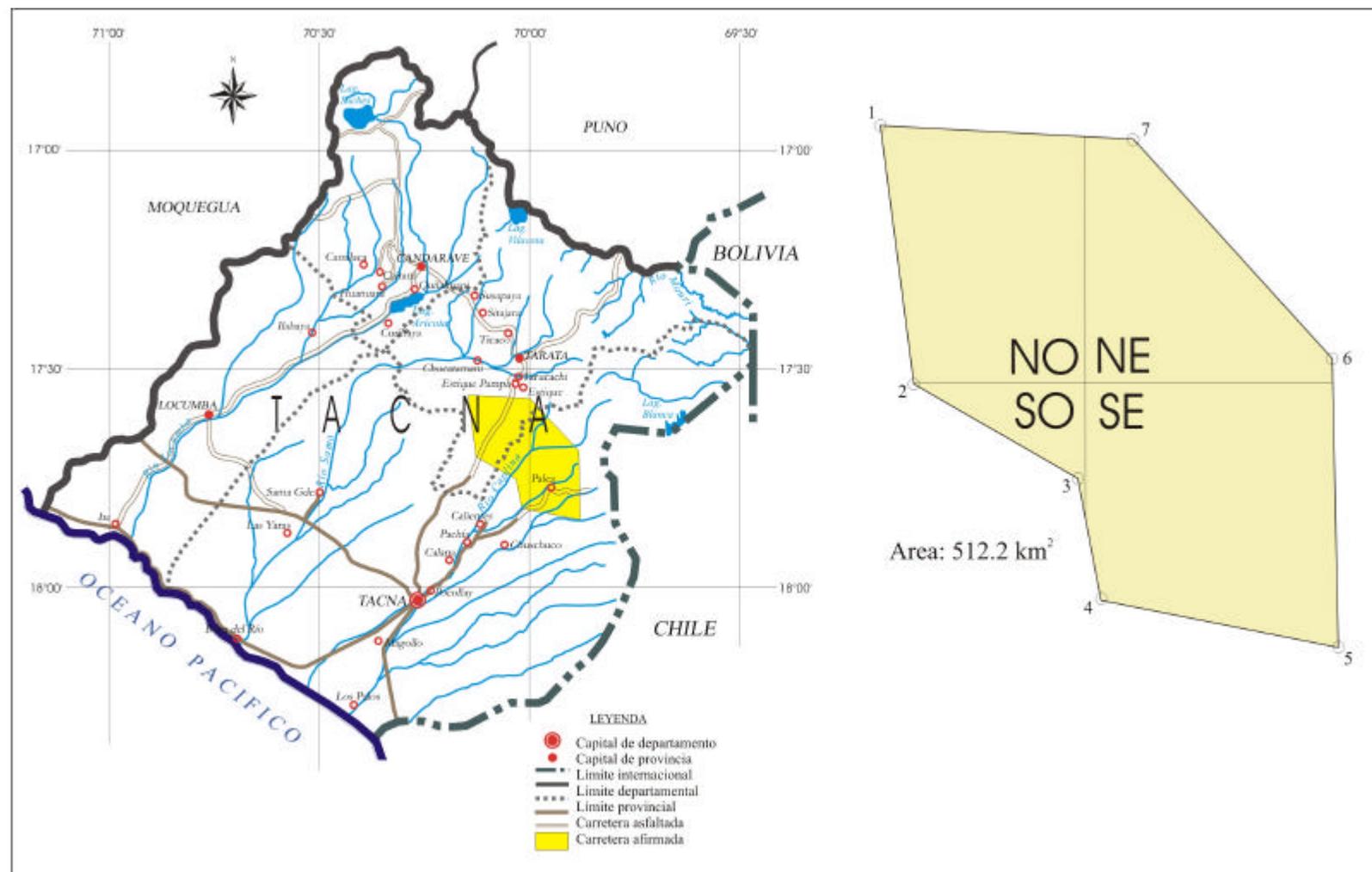


Fig. 1.2 Mapa de ubicación y división en sectores de la zona de estudio.

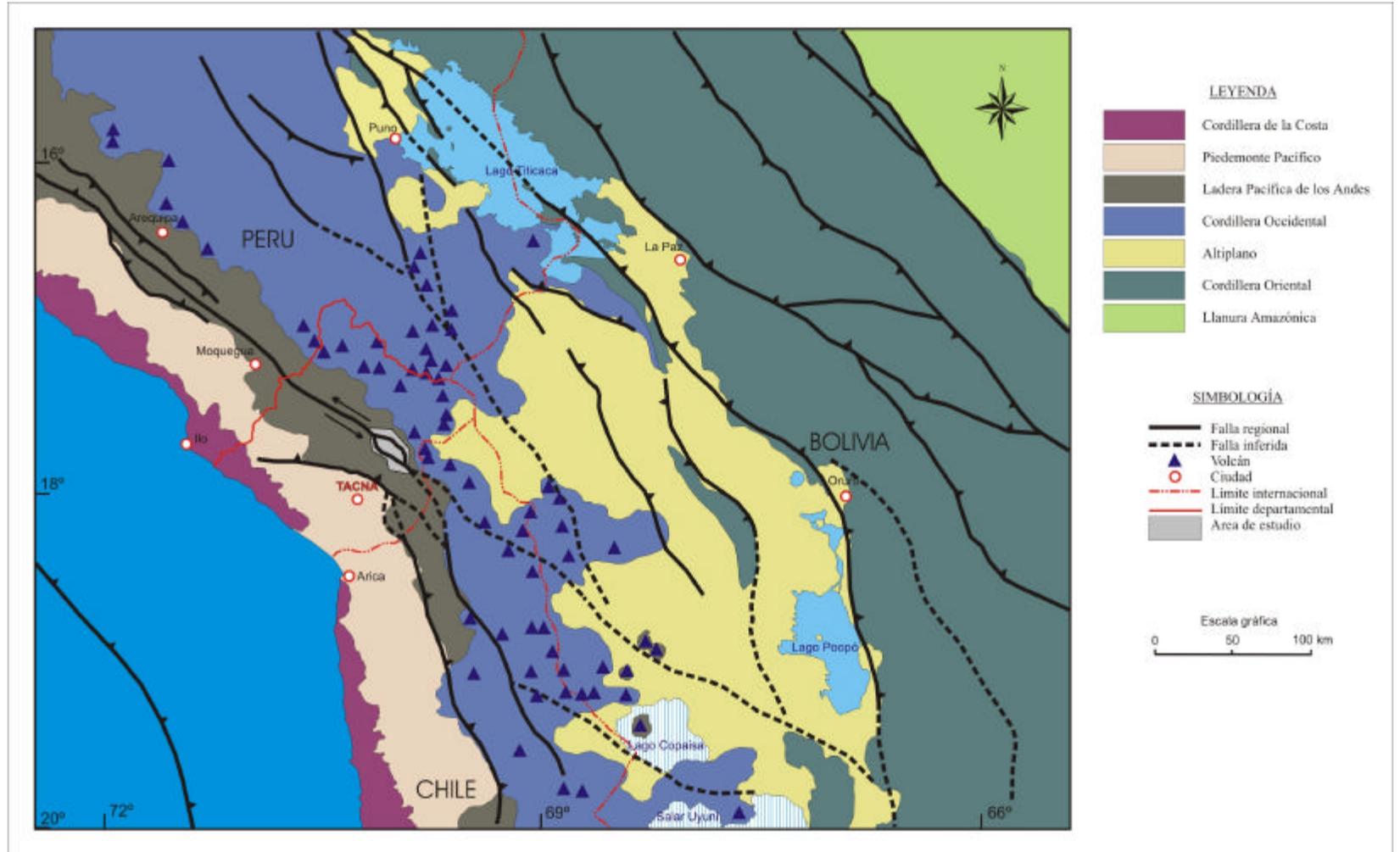


Fig. 2.1 Mapa Morfotectónico (Modificado de Flores, en prensa)

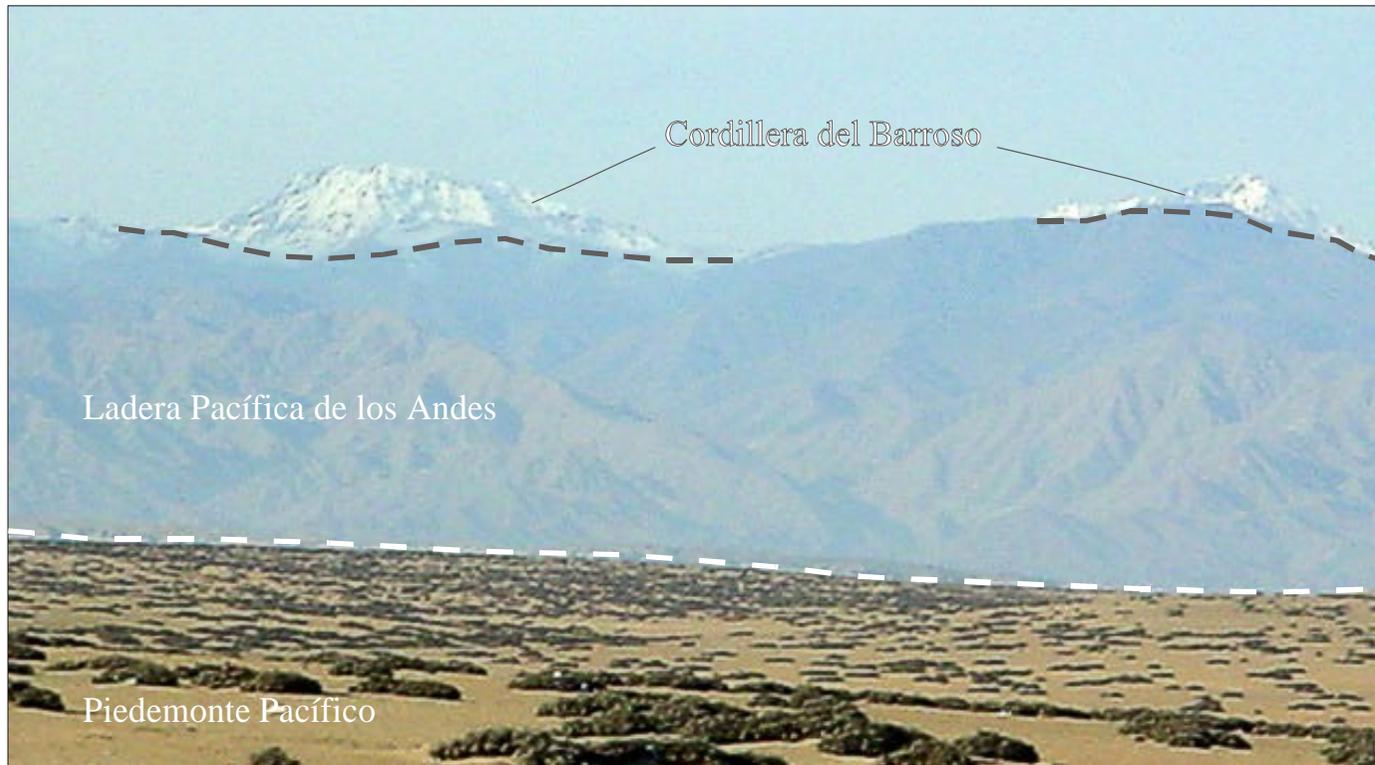


Fig. 2.2 Unidades Morfotectónicas presentes en el departamento de Tacna. Se observa el casco permanente de nieve en la cumbre de la Cordillera del Barroso

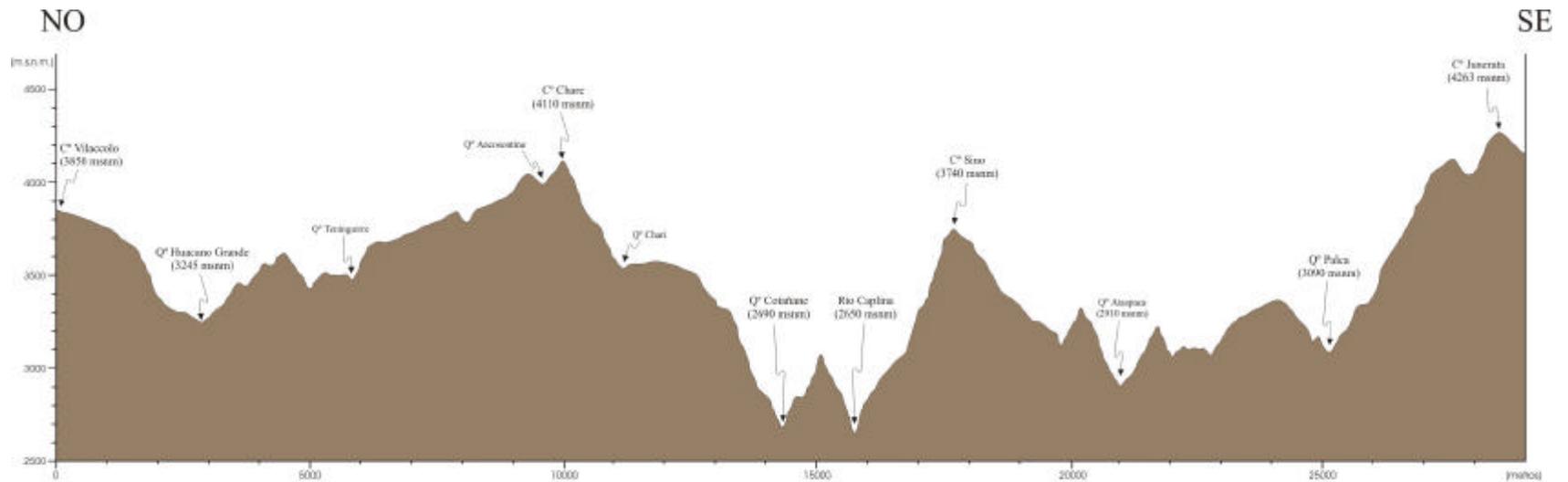


Fig 2.3 Sección de la unidad morfológica “Zona de Montañas”, donde se diferencian grandes socavaciones.



Fig. 2.5 Elevaciones escarpadas y rugosas presentes en la quebrada Palca, formadas por afloramientos de cataclasitas-milonitas.

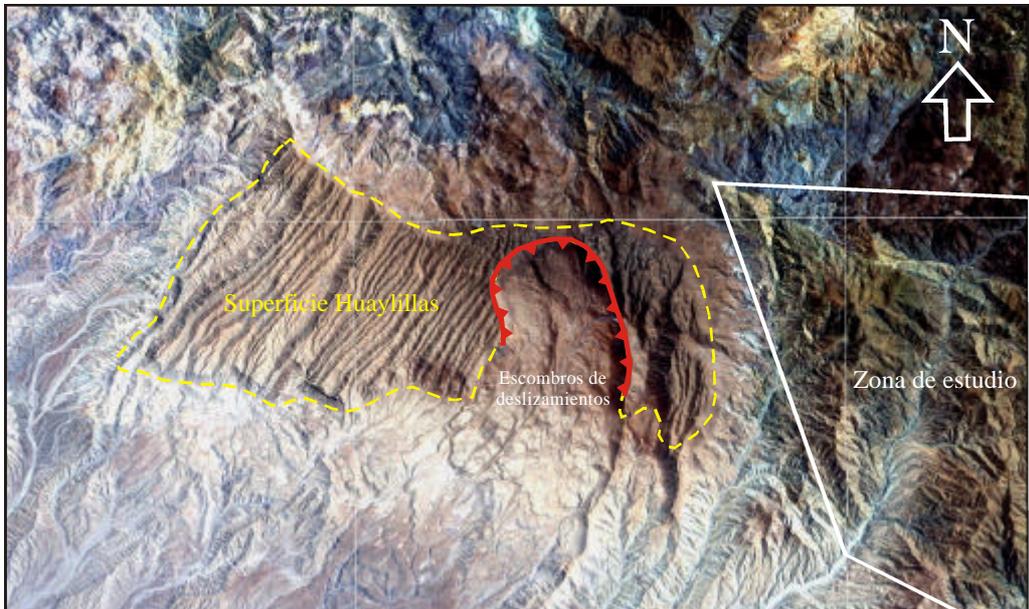


Fig. 2.6 Imagen satelital donde se aprecia la clásica morfología de la Superficie Huaylillas, además de las escarpas y escombros de deslizamientos.



Fig. 2.7 Imagen satelital del sector SE de la zona de estudio, donde se aprecia tanto la Superficie Huaylillas como las Escarpas y escombros de deslizamientos.



Fig. 2.8 Valle en “V” perteneciente a la quebrada Palca, que registra hasta 600 m de socavación.



Fig. 2.9 La vegetación tiene un mayor desarrollo sólo en el fondo de la quebrada Palca mas no en sus flancos.



Fig. 2.10 Zancayo, principal variedad de las plantas cactáceas y que forman parte de la escasa cobertura vegetal presente en la Zona de Montañas.

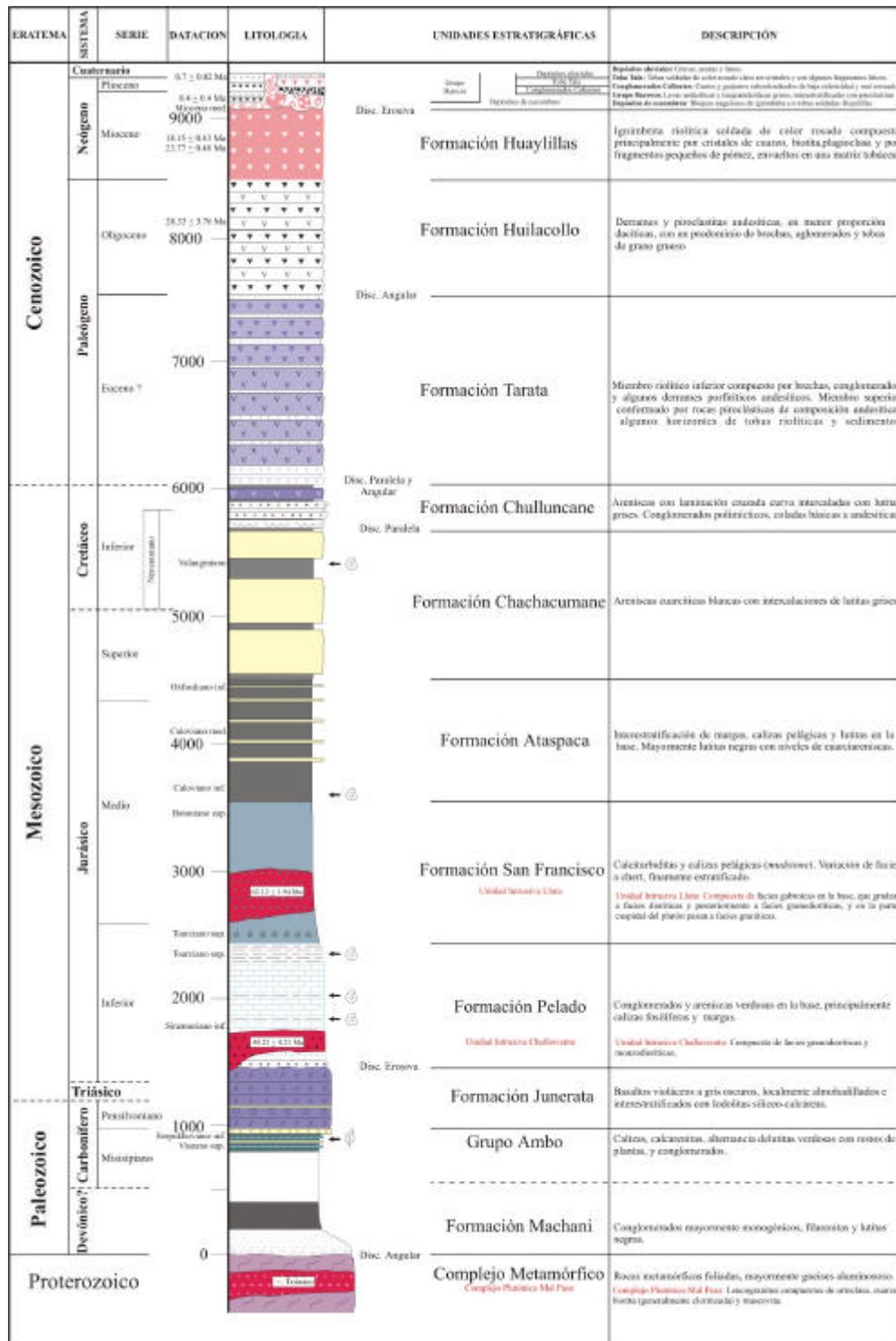


Fig. 3.2 Cuadro cronoestratigráfico del Area Mal Paso-Palca



Fig. 3.3 Gneises del basamento metamórfico, conformado por la alternancia de zonas ricas en minerales ferromagnesianos alterados y de leucosomas cuarzo-feldespáticos subordinados.



Fig. 3.4 Contacto entre el basamento metamórfico y la formación Machani, presente en el cerro Machani.



Fig. 3.5 Flora fósil presente en niveles lutáceos verdosos del Grupo Ambo. Esta flora ha sido identificado como: *Nothorhacopteris* cf. *Kellaybelenensis*.



Fig. 3.6 Flora fósil presente en niveles lutáceos verdosos del Grupo Ambo. Esta flora ha sido identificado como: *Tomiodendron* sp.

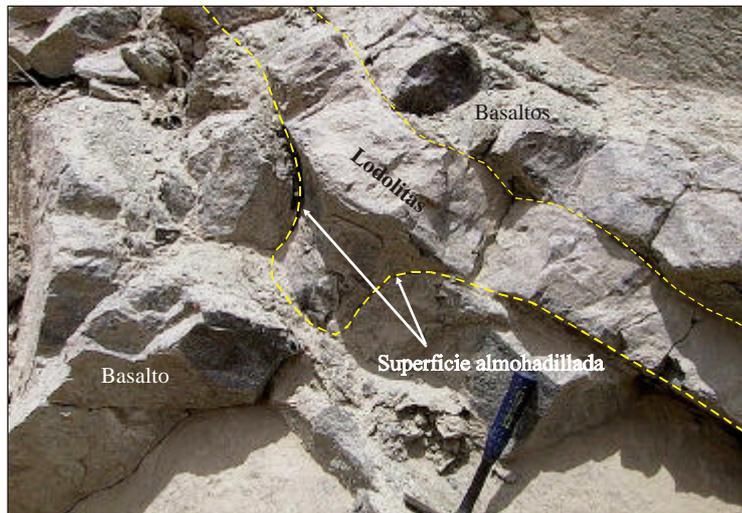


Fig. 3.7 Colada de basalto con superficie almohadillada, cubierta posteriormente por un banco de lodolitas síliceo-calcáreas.

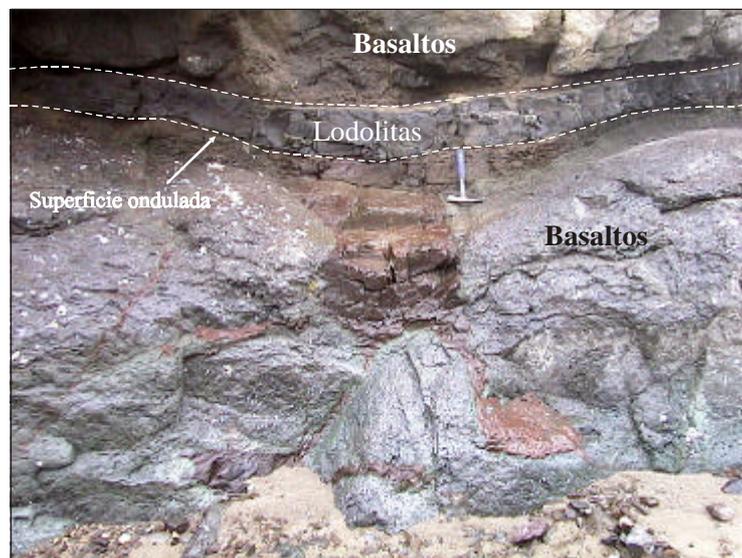


Fig. 3.8 Colada de basalto con superficie ondulada y posiblemente almohadillada, también cubierta por un banco de lodolitas síliceo-calcáreas.

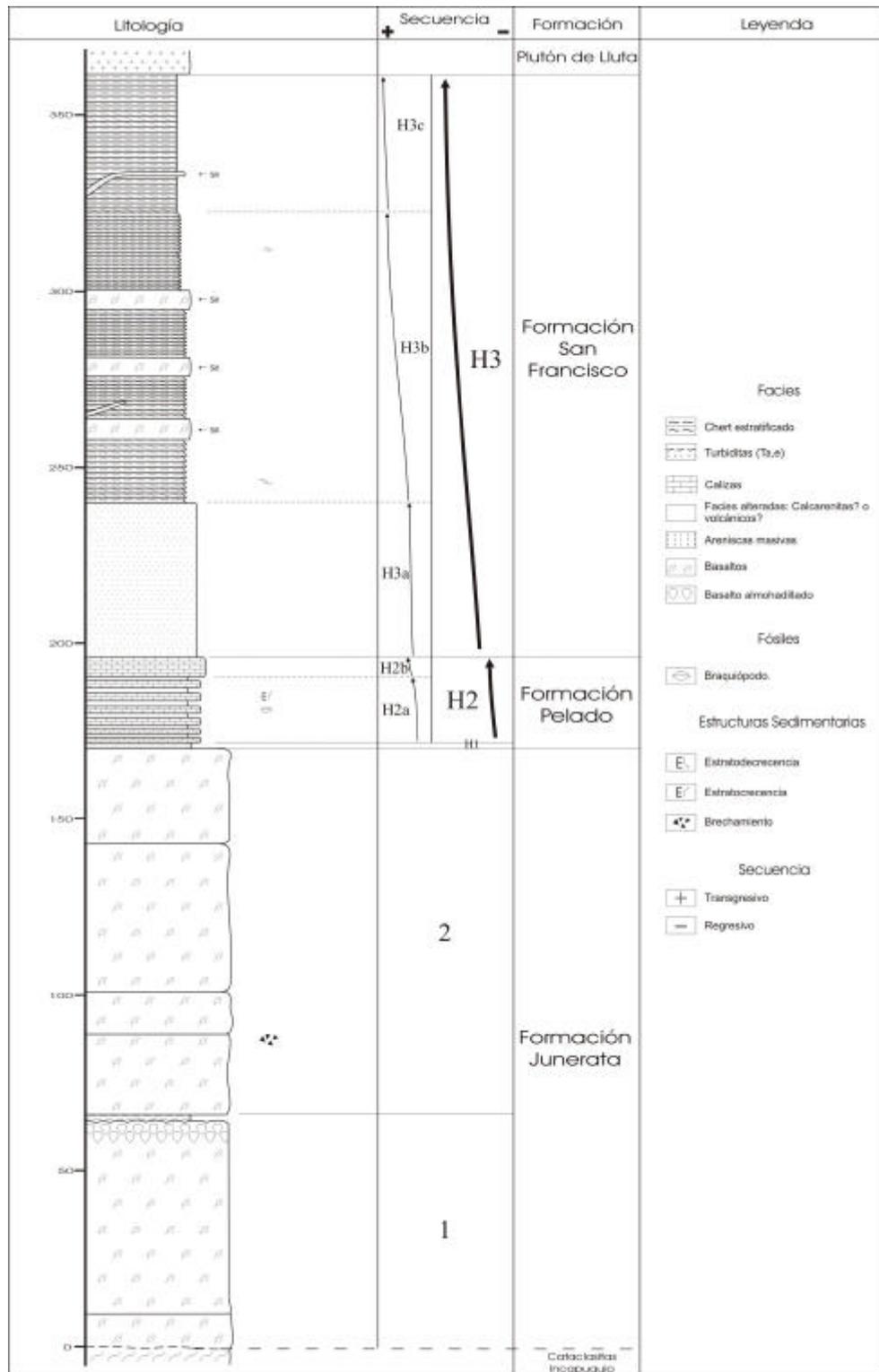


Fig. 3.9 Columna estratigráfica levantada en el cerro Huanuane.



Fig. 3.10 Vista panorámica del cerro Pelado, donde fuera definida la Formación Pelado. Se aprecia su miembro basal formado por conglomerados y arenisca, y el predominante miembro calcáreo.

Estratigrafía		Fauna	Identificación	Edad	Rango	Fuente
Formación Pelado	Parte superior	Ammonite	<i>Phymatoceras copiapense</i>	Toarciano superior	~184 Ma	Salinas (1985)
		Ammonite	<i>Harpoceras</i> cf. <i>chrysanthemum</i> (Yokoyama) <i>Hildaites</i> ? sp. <i>Peronoceras</i> cf. <i>desplacei</i> (d'Orbigny) <i>Peronoceras</i> cf. <i>subarmatum</i> (Young & Bird) <i>Nodicoeloceras</i> sp. o <i>Dactylioceras</i> (<i>Orthodactylites</i>) sp.	Toarciano medio		
	Parte media	Ammonite	Aún sin identificación	Toarciano		Presente Tesis
			<i>Fanninoceras</i> cf. <i>behrendseni</i> (Jaworski) <i>Tragophylloceras</i> sp. <i>Uptonia</i> cf. <i>obsoleta</i> (Simpson) <i>Cruciloboceras</i> (<i>Metadoceras</i>) cf. <i>venarense</i> (Oppel)	Pliensbachiano inferior		Salinas (1985)
			<i>Arietites</i> sp. <i>Amioceras</i> cf. <i>ceratitoides</i> <i>Amioceras</i> cf. <i>miserabile</i> <i>Asteróceras</i> cf. <i>obtusum</i>	Sinemuriano inferior		
	Parte inferior	Ammonite				~202 Ma

Tabla 3.1 Determinaciones de fauna presente en la Formación Pelado, en la sección de Palquilla

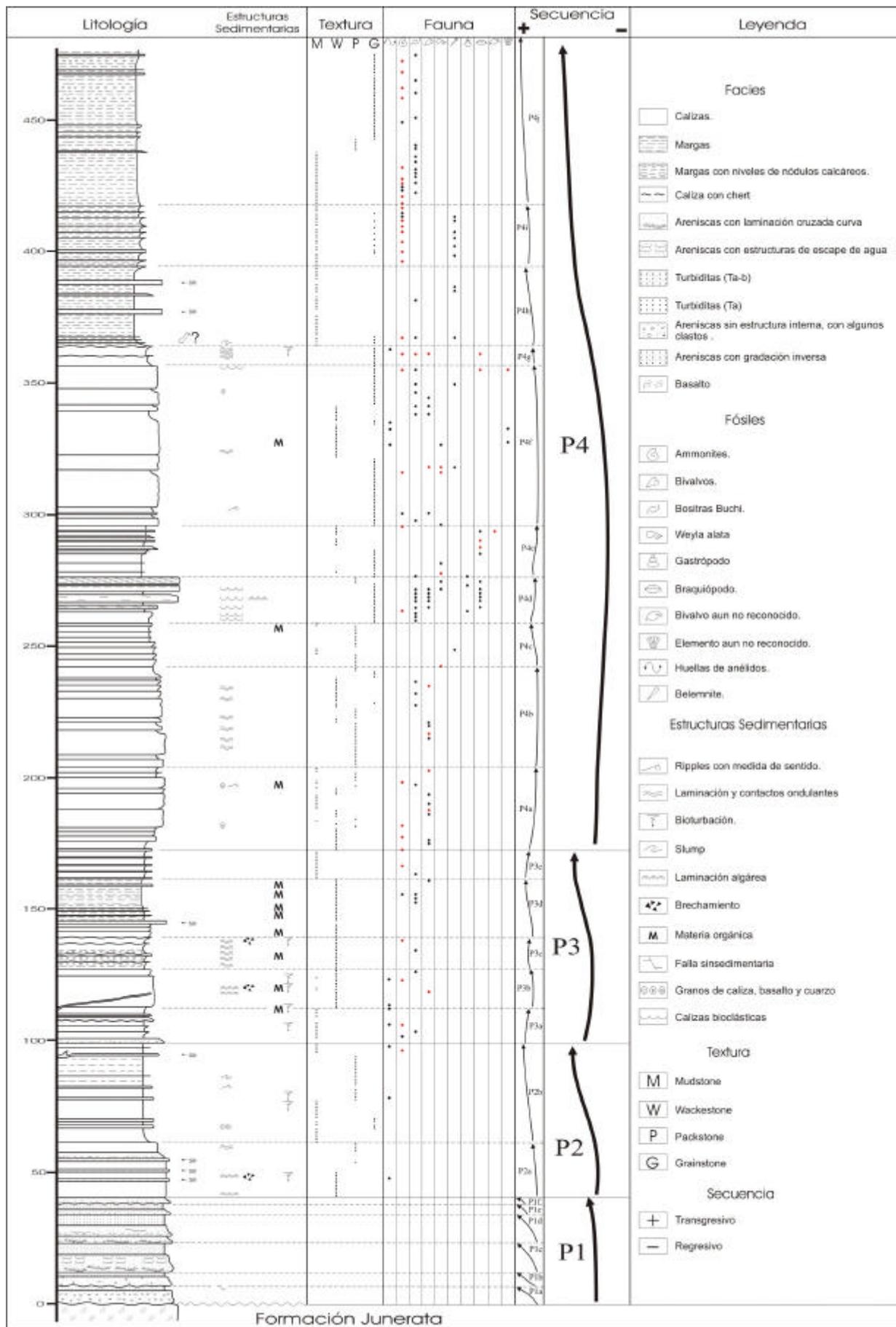


Fig. 3.11 Columna estratigráfica de la Formación Pelado, levantada en el cerro Palquilla

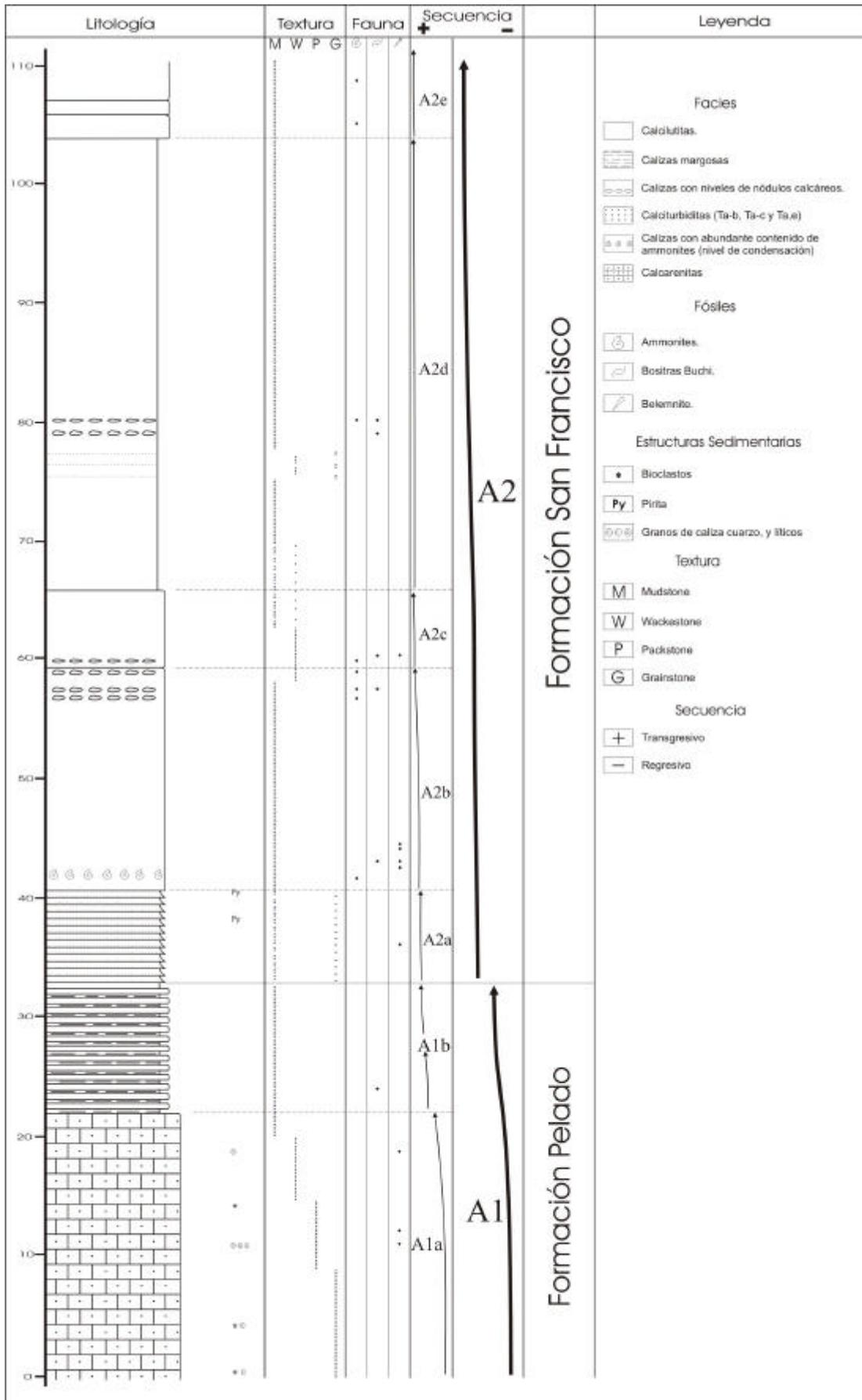


Fig. 3.12 Columna estratigráfica levantada en la quebrada Ammos (Km 51 de la carretera Tacna-Colpa-La Paz)



Fig. 3.13 Contacto entre la Unidad intrusiva Lluta y la parte superior de la Formación San Francisco, cerca a la desembocadura de la quebrada Palca.

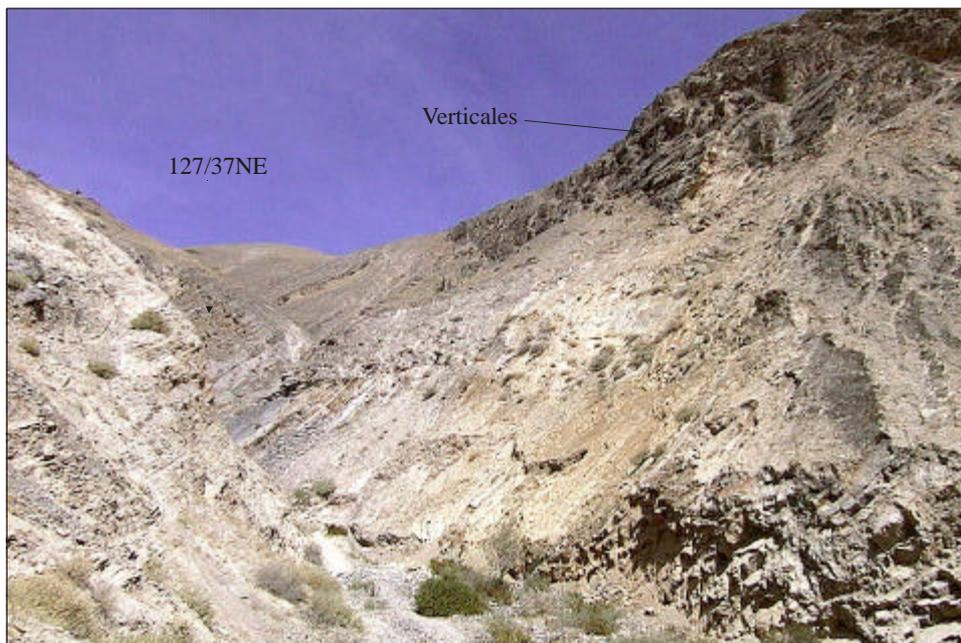


Fig. 3.14 Estratos de la Formación San Francisco que afloran en la quebrada Ammos y que forman un anticlinal apretado.



Fig. 3.15 Bancos delgados de areniscas calcáreas que gradan a calcilutitas, miembro inferior de la Formación San Francisco (Q° Ammos).



Fig. 3.16 Cherts finamente estratificado que conforman el miembro inferior de la Formación San Francisco (C° Huanuane).



Fig. 3.17 Diferentes ejemplares de ammonites que conforman el nivel de condensación presente en la sección de la quebrada Ammos

Estratigrafía	Lugar	Identificación	Edad	Rango	Fuente
Formación San Francisco	Copapuquio	<i>Epistrenoceras</i> sp.	Batoniano superior	Batoniano superior ~165 Ma	Vicente (1981)
	Q° Ammos	<i>Bredyia delicata</i> Westermann <i>Bredyia manflasensis</i> Westermann <i>Sphaerocoeloceras brochiiforme</i> Jaworski <i>Cylicoceras</i> (?) n. sp. <i>Dumortieria pusilla</i> Jaworski	Aaleniano inferior		Hillebrandt en Salinas (1985)
		Aún sin identificación	Aaleniano-Bajociano		Presente Tesis
		<i>Pleydellia</i> sp.(nivel de condensación) <i>Catulloceras</i> sp.(nivel de condensación)	Toarciano superior		Hillebrandt en Salinas (1985)
	Q° Palca-curso inferior	<i>Emileia</i> cf. <i>E. multiforme</i> Gottsche <i>Eumedtoceras klimaklomphalum</i> Vacek <i>Fontannesia</i>	Bajociano Medio	Toarciano superior ~184 Ma	Wilson y García (1962)
	Q° Ammos	<i>Sonninia</i>	Bajociano Medio		
		<i>Hammatoceras</i> <i>Witchelia</i> <i>Phylloceras</i>	Toarciano superior		

Tabla 3.2 Identificación de ammonites presentes en la Formación San Francisco

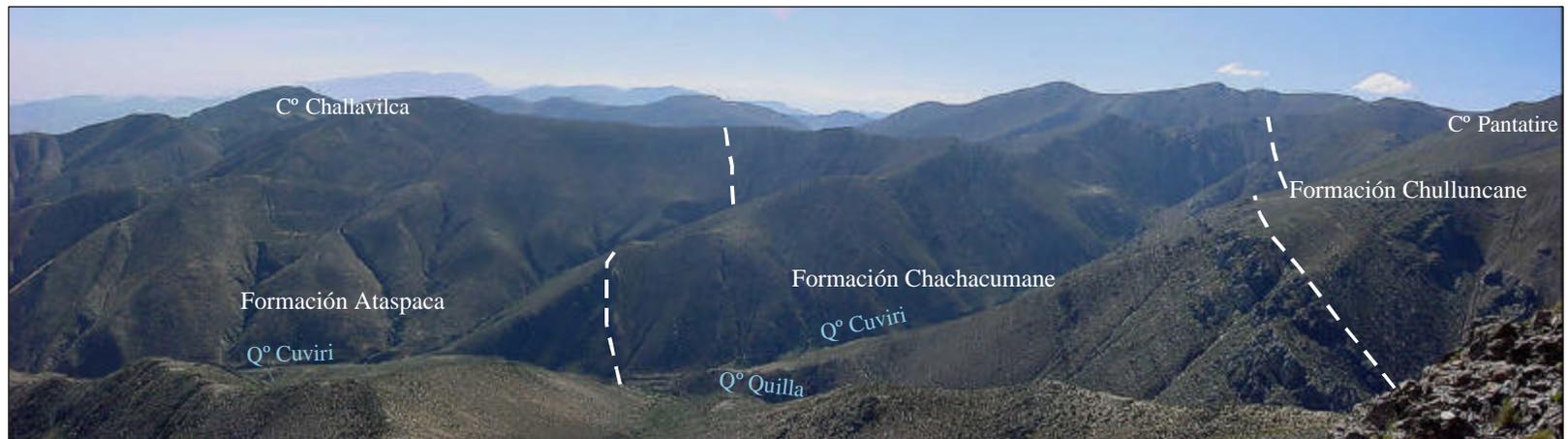


Fig. 3.18 Vista panorámica de la sección Cuviri-Quilla, donde se observa el contacto concordante y transicional entre las formaciones Ataspaca y Chachacumane (Grupo Yura), además del contacto concordante entre las formaciones Chachacumane y Chulluncane.

Estratigrafía		Fauna	Identificación	Edad	Rango	Fuente
Formación Chachacumane		Lamelibranchio	<i>Panopea carteroni</i>			Castro (1960)
		Ammonite	<i>Hoplites lorensis</i> Lisson	Valanginiano		
Formación Ataspaca	Parte superior	Ammonites	familia Oppeliidae	Oxfordiano	154 Ma	Hillebrandt, en Salinas (1985)
			subfamilia Perisphinctinae			
	Parte media	Ammonites	<i>Reineckeia multicosata</i> Stehn	Caloviano medio		
			<i>Reineckeia</i> aff. <i>R. (Kellawaysites) stehni</i> Zeiss			
	Parte inferior	Ammonites	<i>Euricephalites</i> sp.	Caloviano inferior		
			<i>Xenocephalites</i> sp.			
<i>Neuquenicerias</i> sp.			165 Ma			

Tabla 3.3 Identificación de fauna presente en las formaciones Ataspaca y Chachacumane

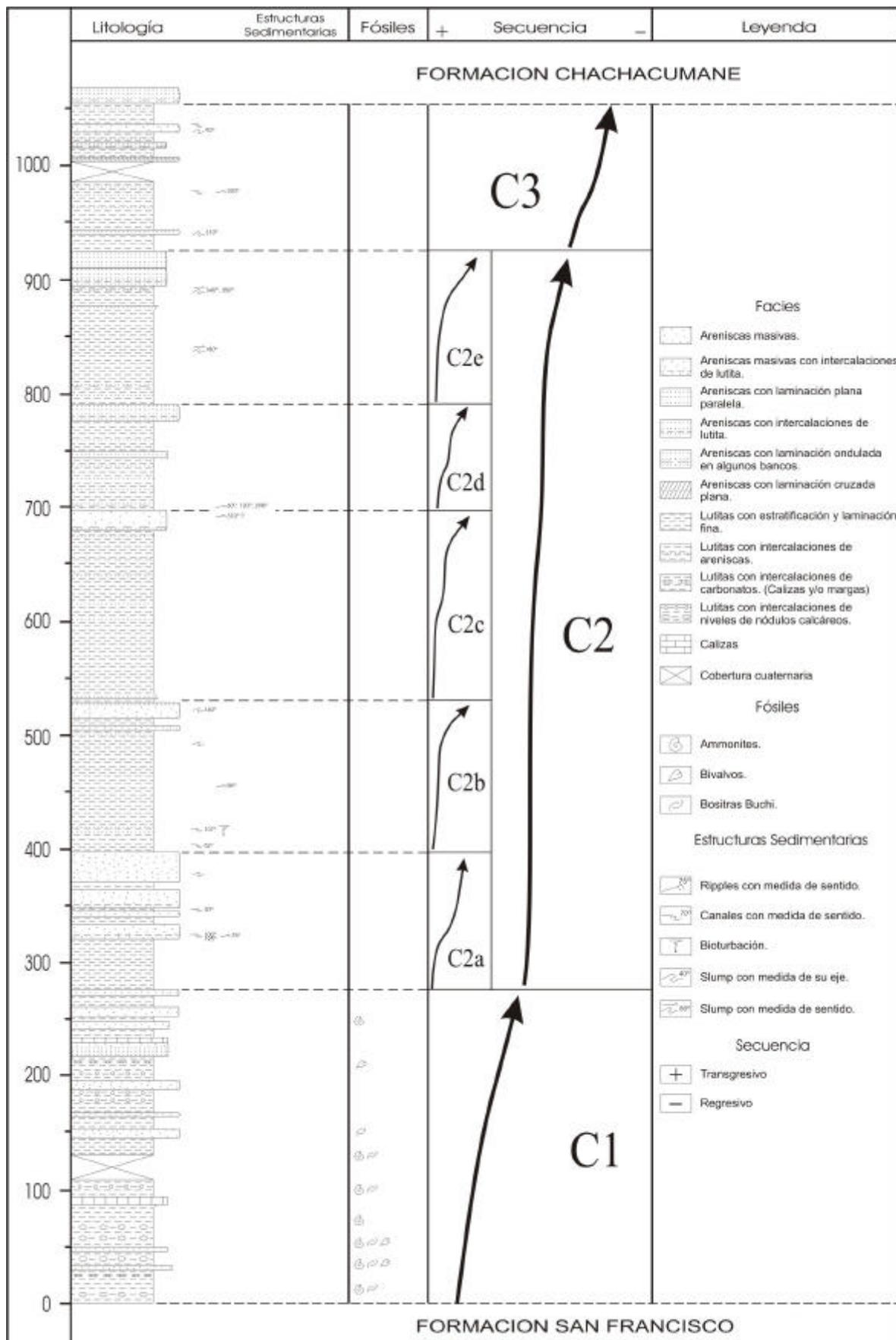


Fig. 3.19 Columna estratigráfica de la Formación Ataspaca levantada en la quebrada Cuviri.

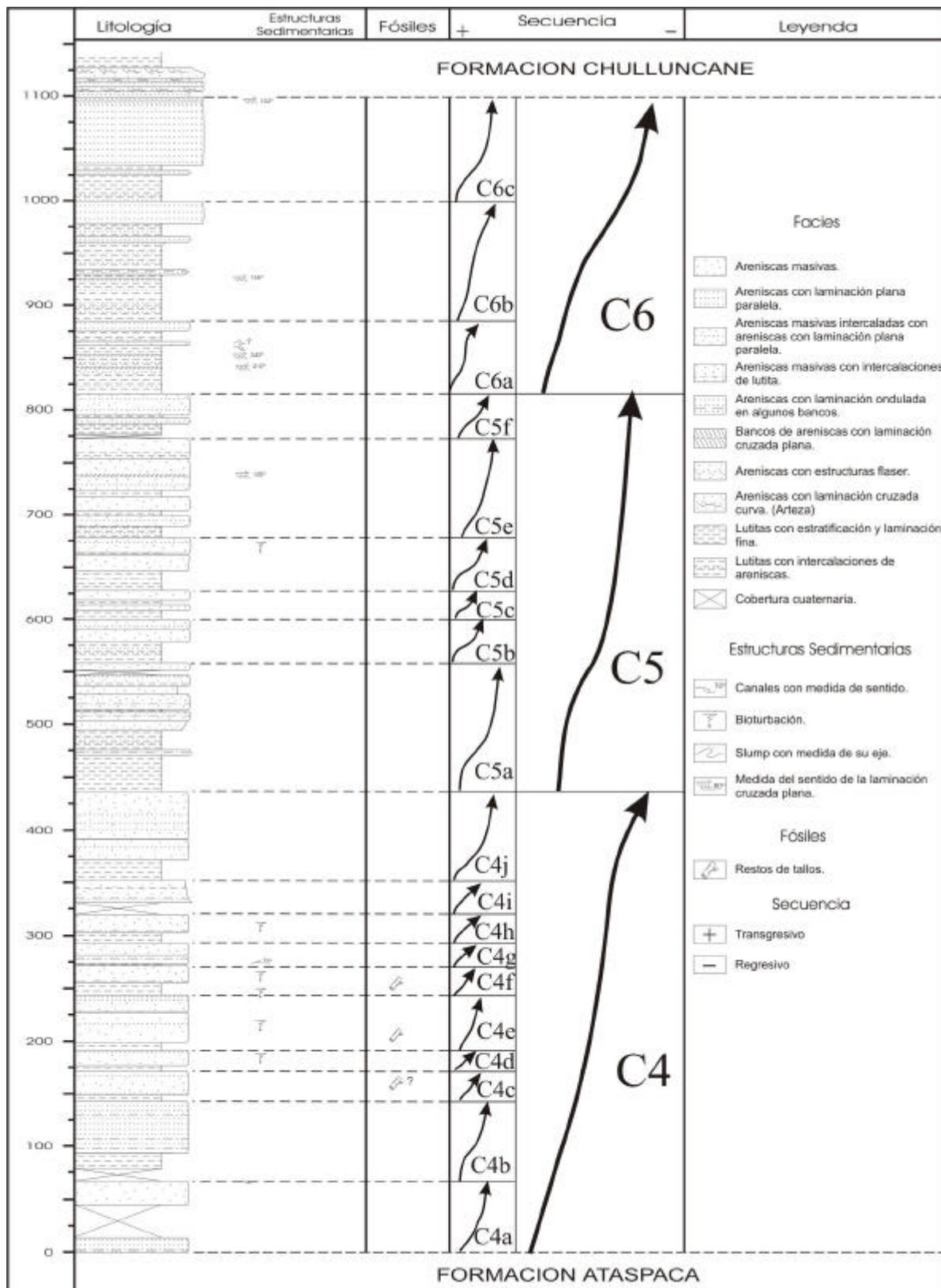


Fig. 3.20 Columna estratigráfica de la Formación Chachacumane levantada en la quebrada Cuviri.

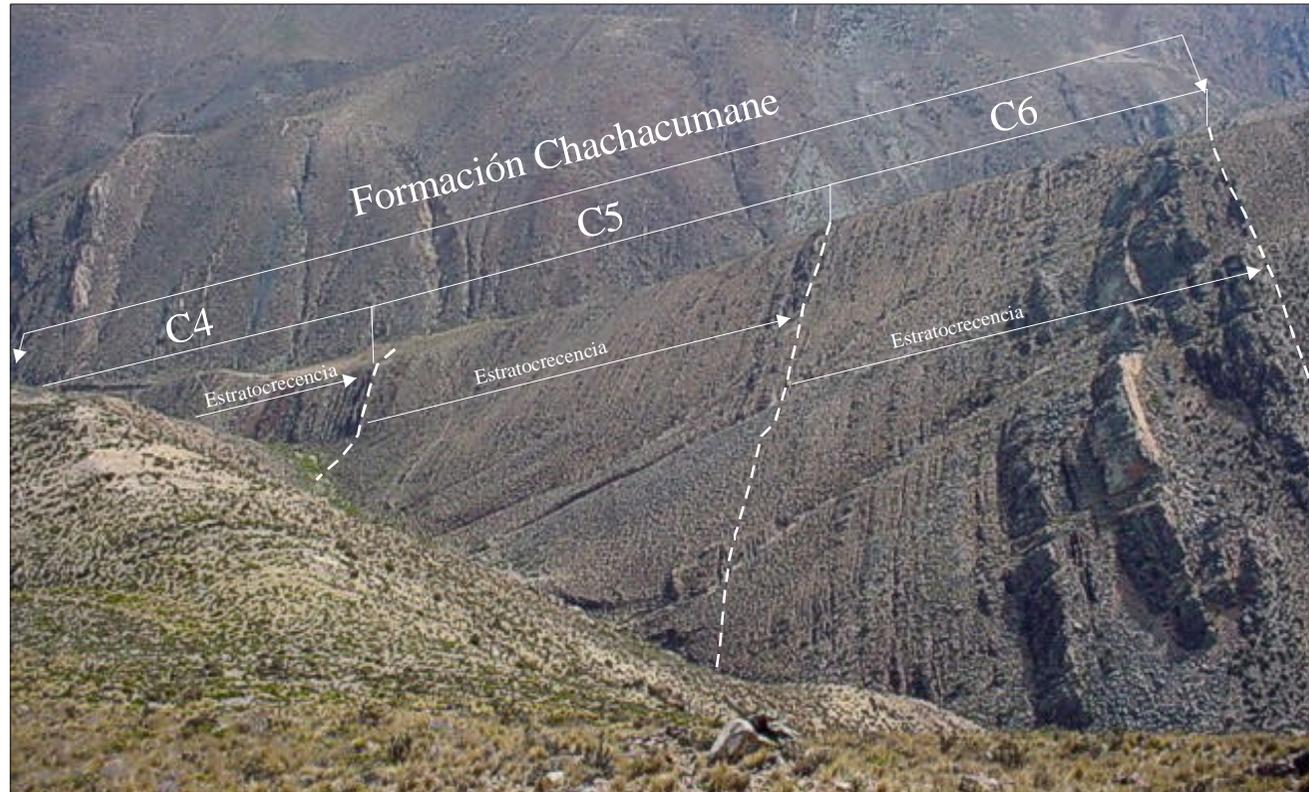


Fig. 3.21 Secuencias estratocrecientes que conforman la Formación Chachacumane y que se observan en el flanco suroeste del cerro Pantatire.



Fig. 3.22 Bancos de areniscas líticas grises de la Formación Chulluncane, estas facies marcan un cambio en el ambiente de deposición.



Fig. 3.23 Conglomerados polimícticos, con guijarros bien redondeados de cuarcitas, calizas y rocas volcánicas oscuras (basálticas a andesíticas) principalmente.



Fig. 3.24 Afloramiento de la Formación Tarata ubicado en los alrededores del poblado de Palquilla. La actividad del Sistema de fallas Incahuasi (SFI) a colocado esta unidad cenozoica en contacto con la Formación Junerata (Cp-Ji)

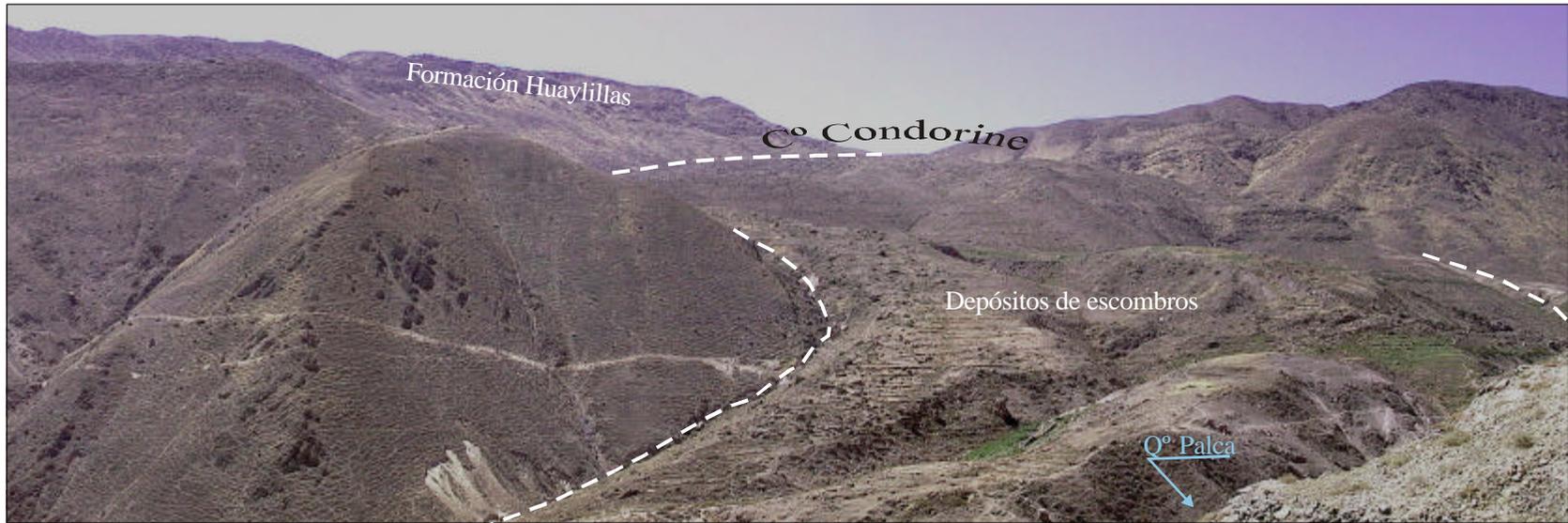


Fig. 3.25 Depósito de escombros asociado a un afloramiento de la Formación Huaylillas en el margen izquierdo de la quebrada Palca, cerca del poblado del mismo nombre .

Unidad Formación	Carta	Hoja N°	Coordenadas						tipo de roca	material o mineral datado	Método	Edad (Total)	± 1 sigma	Referencia	Año	
			° lat	' lat	"lat	°long	long	"long								
Formación Tarata	Pachia	36V	17	34	0	70	1	40	---	Roca total	K/Ar	19.5	± 0.40	Bellon-Lefèvre	1976	
	Tarata	35V	17	26	0	70	4	0	---	Roca total	K/Ar	15.85	± 0.30	Bellon-Lefèvre	1976	
Formación Huilacollo	Palca	36X	17	46	4	69	51	15	andesita	Plagioclasa	K/Ar	28.33	± 3.76	France et al.	1985	
Formación Huaylillas	Pachia	36V	17	57	0	70	15	0		Roca total	K/Ar	18.35	± 0.50	Bellon-Lefèvre	1976	
	Pachia	36V	17	59	0	70	15	0		Roca total	K/Ar	18.4	± 0.50	Bellon-Lefèvre	1976	
	inf.	Pachia	36V	17	54	14	70	5	17	toba riolítica	Biotita	K/Ar	23.77	± 0.48	France et al.	1985
	sup.	Pachia	36V	17	54	22	70	5	38	toba riolítica	Biotita	K/Ar	20.65	± 0.94	France et al.	1985
	inf.	Palca	36X	17	46	0	69	50	15	---	Roca total	K/Ar	22	± 1.20	Bellon-Lefèvre	1976
		Palca	36X	17	46	25	69	58	11	toba	Biotita	K/Ar	21.44	± 0.82	France et al.	1985
	inf.	Palca	36X	17	46	25	69	58	11	toba	Hornblenda	K/Ar	20.99	± 1.50	France et al.	1985
	Palca	36X	17	46	52	69	49	51	51	toba riolítica	Biotita	K/Ar	21.21	± 0.90	France et al.	1985
	Palca	36X	17	46	25	69	58	16	16	toba riolítica	Biotita	K/Ar	21.23	± 0.58	France et al.	1985
	Palca	36X	17	46	58	69	49	39	39	toba riolítica	Biotita	K/Ar	22.21	± 0.50	France et al.	1985
	Tarata	35V	17	17	29	70	13	55	55	ash-flow	Biotita	K/Ar	21.6	± 0.70	Tosdal et al.	1981
	Tarata	35V	17	20	47	70	8	31	31	toba riolítica	Biotita	K/Ar	18.15	± 0.43	France et al.	1985
	Tarata	35V	17	23	42	70	11	7	7	toba riolítica	Biotita	K/Ar	18.34	± 0.41	France et al.	1985
	Tarata	35V	17	20	52	70	7	32	32	toba dacítica	Biotita	K/Ar	22.03	± 0.51	France et al.	1985
Grupo Barroso	Tarata	35V	17	1	17	70	23	1	dacita pilotaxítica	Biotita	K-Ar	0.7	± 0.02	Tosdal et al.	1981	
	Tarata	35V	17	7	12	70	24	36	andesita	Roca total	K-Ar	3.23	± 0.5	Kaneoka y Guevara	1984	
	Tarata	35V	17	8	42	70	16	30	andesita	Roca total	K-Ar	6.23	± 0.10		1984	
	Rio Maure	35X	17	7	25	69	57	10	andesita	Roca total	K-Ar	2.7	± 0.1	OLADE	1980	
	Rio Maure	35X	17	19	0	69	41	40	dacita	Roca total	K-Ar	8.4	± 0.4	OLADE	1980	
Rio Maure	35X	17	20	22	69	43	0	andesita	Roca total	K-Ar	5.5	± 0.3	OLADE	1980		
Complejo Plutónico Mal Paso	Pachia	36V	--	--	--	--	--	--	Leucogranito	Muscovita	Ar-Ar	Triásico sup.		Fornari, inédito	2002	
Unidad Intrusiva Challaviento	Palca	36X	17	44	16	69	56	39	granodiorita	Biotita	K/Ar	39.9	± 1.00	Sanchez	1983b	
	Palca	36X	17	42	24	69	55	1	cuarzo-monzodiorita	Biotita	K/Ar	39.15	± 0.85	Clark et al.	1990	
	Palca	36X	17	42	43	69	55	10	granito	Biotita	Ar/Ar i	40.22	± 0.65	Clark et al.	1990	
	Palca	36X	17	42	24	69	55	1	alteración potásica	Biotita	K/Ar	40.65	± 0.88	Clark et al.	1990	
	Palca	36X	17	43	36	69	55	16	cuarzo-monzodiorita	Biotita	K/Ar	42.58	± 0.96	Clark et al.	1990	
	Palca	36X	17	42	43	69	55	10	granito	Hornblenda	Ar/Ar i	45.21	± 4.21	Clark et al.	1990	
Unidad Intrusiva Lluta	Pachia	36V	17	48	48	70	0	17	monzodiorite	Bi	K/Ar	60.33	± 1.30	Clark et al.	1990	
	Pachia	36V	17	50	28	70	6	13	monzodiorite	Bi	K/Ar	60.9	± 1.83	Clark et al.	1990	
	Pachia	36V	17	50	19	70	2	17	monzodiorite	Bi	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	62.12	± 1.94	Clark et al.	1990	

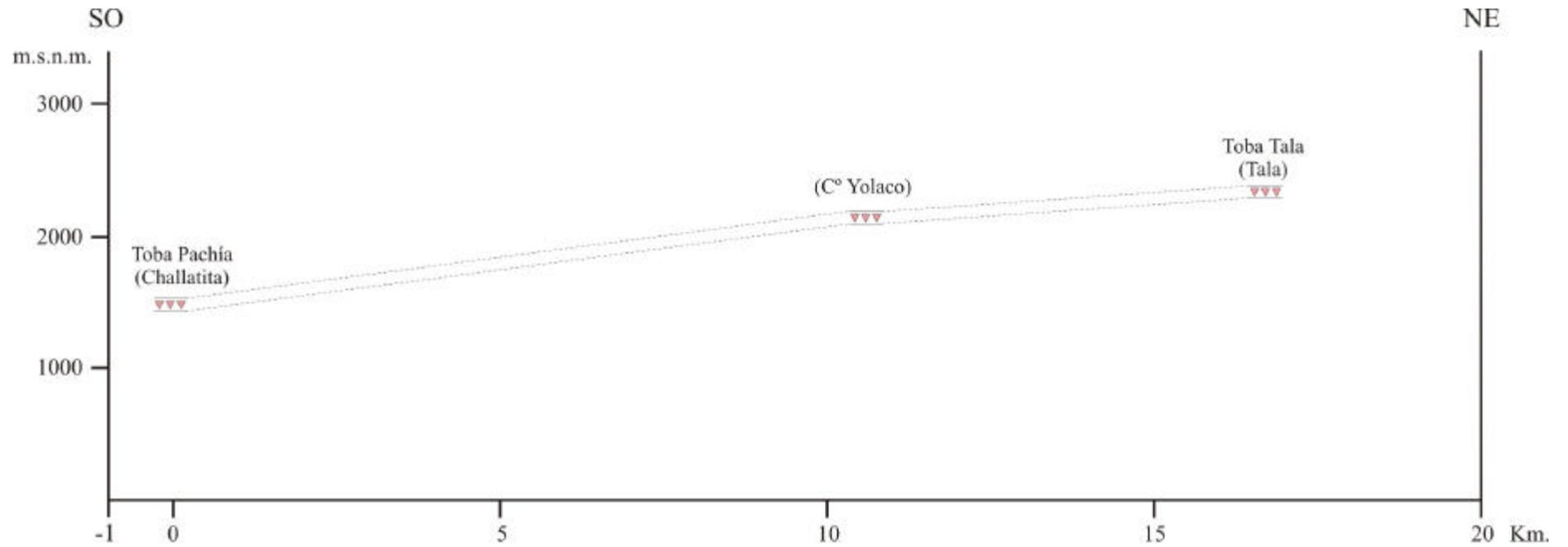


Fig. 3.26 Correlación de la toba Tala con la toba Pachía y toba homónima presentes en la cuenca receptora del río Caplina



Fig. 3.27 Vista desde el C° Yarancirca en dirección SO. Contacto fallado entre el Complejo Plutónico Mal Paso y el Grupo Ambo.

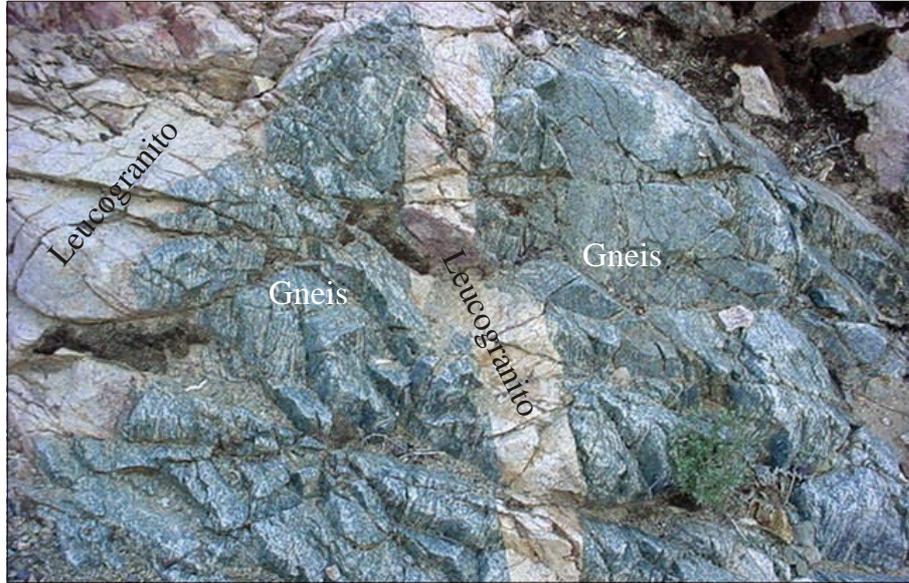


Fig. 3.28 Filones de leucogranito emplazados en el Basamento precámbrico, cerca del borde norte de la zona de afloramiento del Complejo Plutónico Mal Paso.



Fig. 3.29a Masa de hornblendita en cuerpo intrusivo básico. B) Cristal de hornblendita

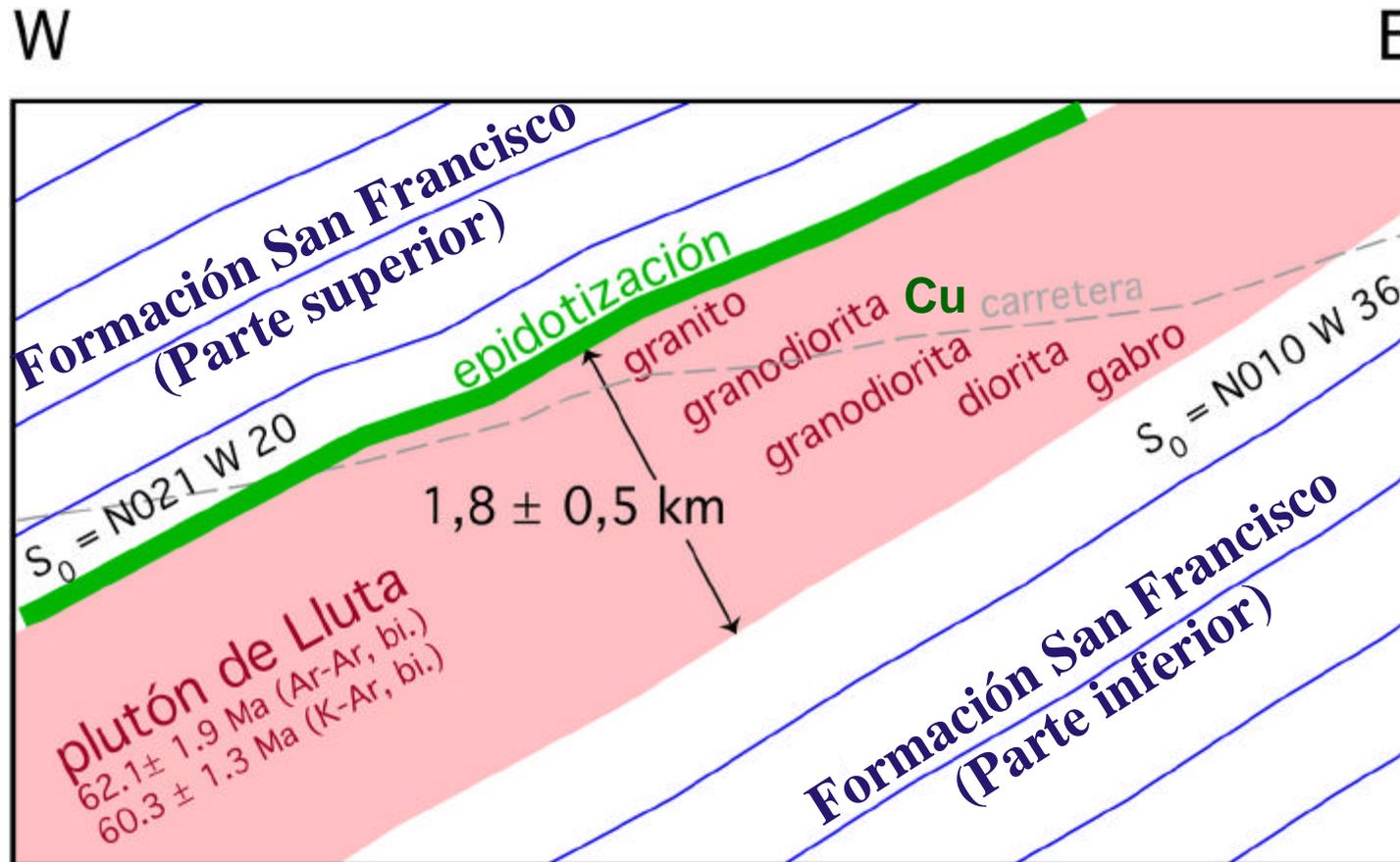


Fig. 3.30 Geometría y variación de facies de la Unidad Intrusiva Lluta, emplazada en la Formación San Francisco (Figura tomada de Sempere, conferencia, 2002)



Fig. 3.32 Cataclasitas/milonitas que afloran en la zona de Mal Paso. Están conformadas por fragmentos alargados de basalto. Su origen está vinculado con el funcionamiento del Sistema de fallas Incapuquio.

Periodos y Procesos principales		Procesos secundarios		Unidades Estratigráficas		Tiempo Geológico	Rango	
		Finalización de un episodio metamórfico		Basamento Metamórfico		Devoniano medio a superior	370 - 360 Ma	
1	Inicio de un proceso de adelgazamiento litosférico: generación de un rift incipiente	Inicio de sedimentación		Formación Machani		Devoniano + Misisipiano	360 Ma	
				Grupo Ambo			325 Ma	
2	Progreso del proceso de adelgazamiento litosférico: Generación de una Cuenca Marginal	Abundante actividad magmática	Fusión parcial del manto	Formación Junerata		Pensilvaniano-Hetangiano	325 Ma	
			Fusión parcial de rocas corticales	Complejo Plutónico Mal Paso			202 Ma	
3	Acumulación continua de depósitos sedimentarios	Transgresión Subsidencia	↓ Profundización progresiva de la cuenca	Formación Pelado		Sinemuriano-Toarciario medio	202 Ma	
				Mayor profundidad y mayor inundación			Toarciario superior-Caloviano inferior	184 Ma
		Regresión Somericización Subsidencia	↓	Progradación de facies detríticas derivadas del NE	Grupo Yura	Formación Ataspaca	Caloviano medio-Valanginiano	162 Ma
						Formación Chachacumane		132 Ma
4	Desarrollo de un arco volcánico	Invasión de sedimentos volcanodetríticos desde el O o SO Actividad magmática básica		Formación Chulluncane		Hauteriviano	132 Ma	

Fig. 4.1 Principales períodos en el intervalo Paleozoico superior-Cretáceo inferior que reflejan la evolución regional del contexto geodinámico

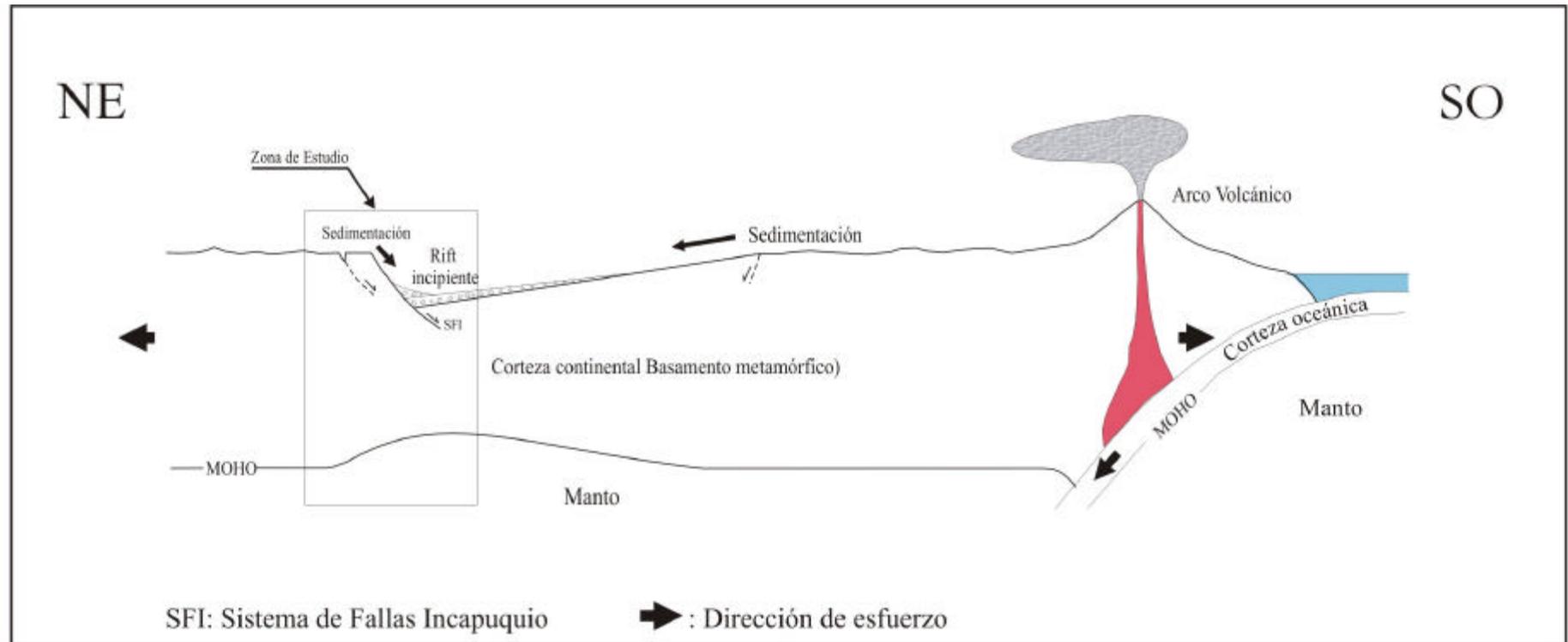


Fig. 4.2 Esquema paleogeográfico durante el Devoniano?-Misisipiano: Inicio de un proceso de adelgazamiento litosférico, generación de un rift incipiente. Además, ubicación de la zona de estudio en este contexto geodinámico.

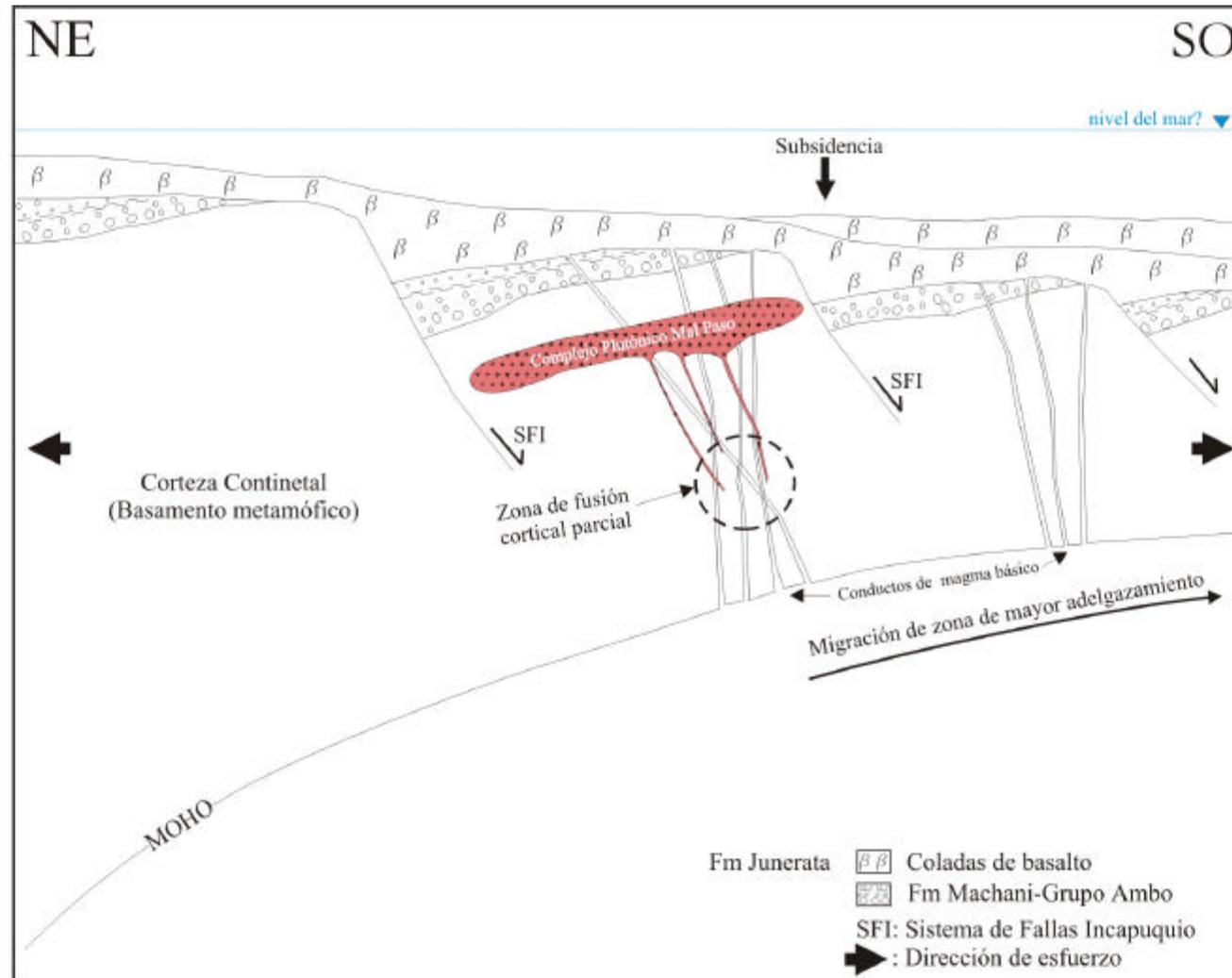


Fig. 4.3 Esquema paleogeográfico durante el Pensilvaniano-Hetangiano: Voluminoso magmatismo básico que refleja una fusión parcial del manto, y luego sugiere un contexto de adelgazamiento litosférico. Generación de una cuenca Marginal..

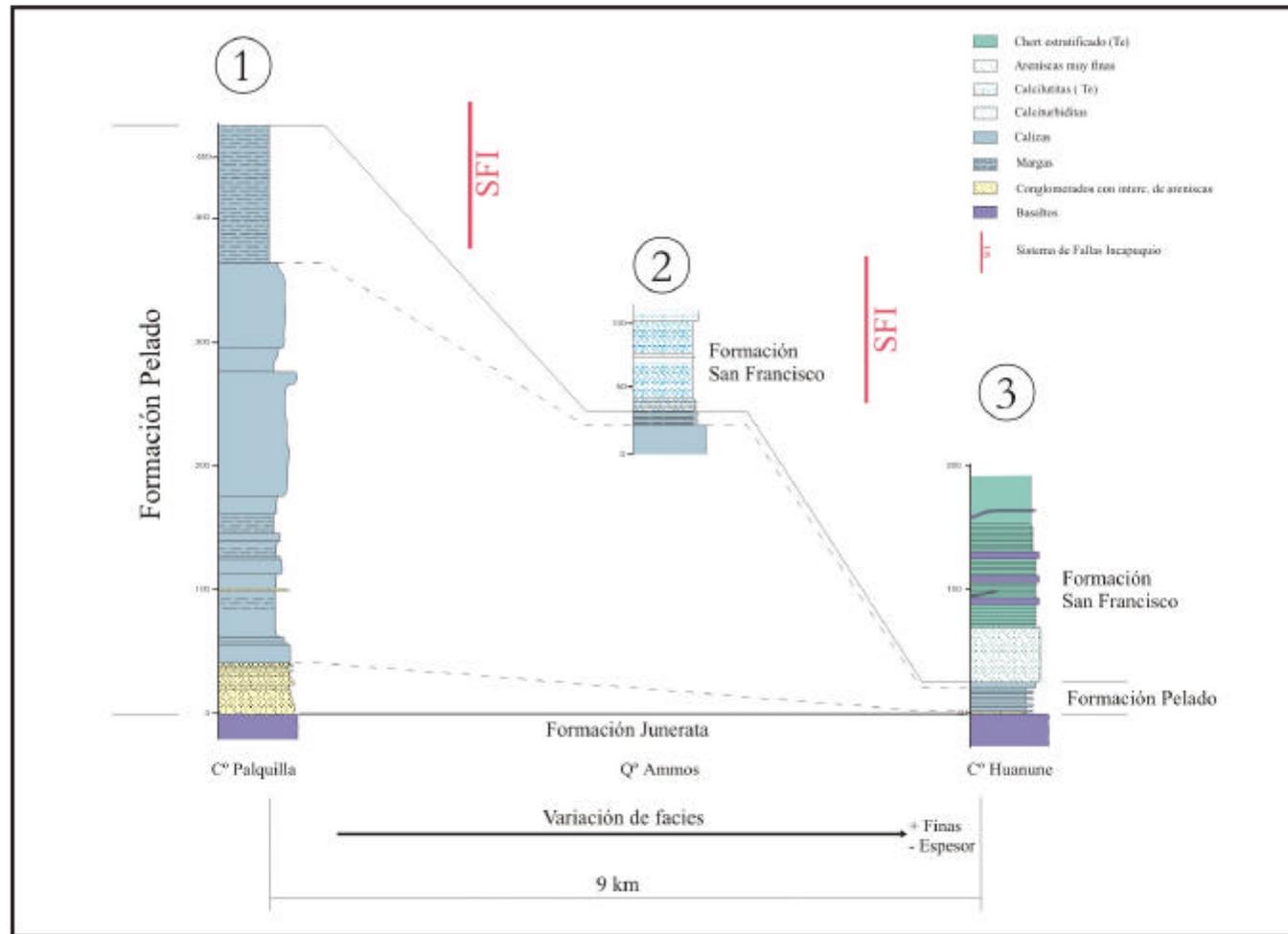


Fig. 4.4 Variación de facies y espesores en las formaciones Pelado y San Francisco con respecto al Sistema de fallas Incapuquio (SFI).

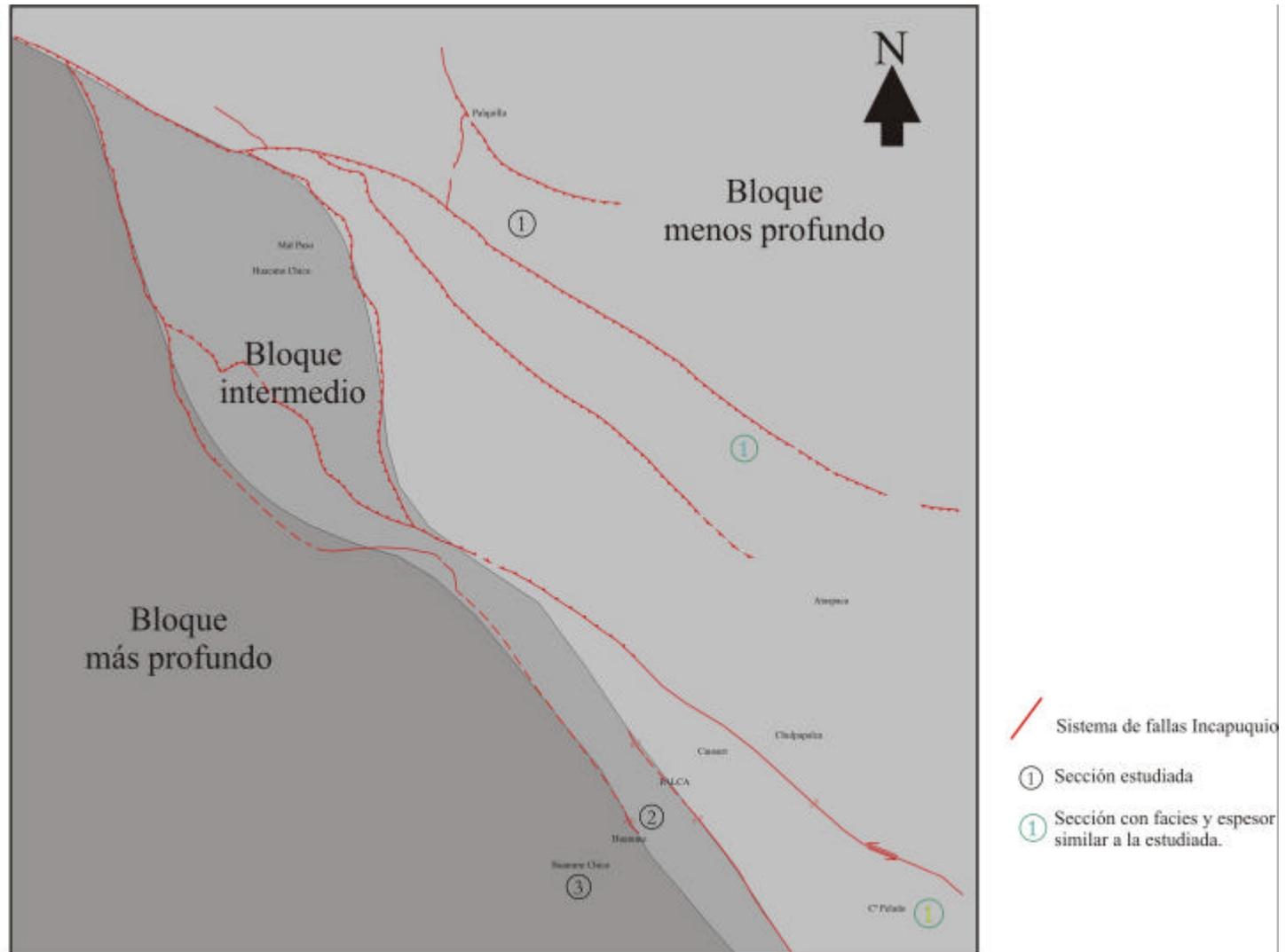


Fig. 4.5 Parte de la cuenca estructurada por la distribución del Sistema de Fallas Incapuquio, que funcionó como un sistema normal. La topografía generada controló en parte la distribución de facies y espesores.

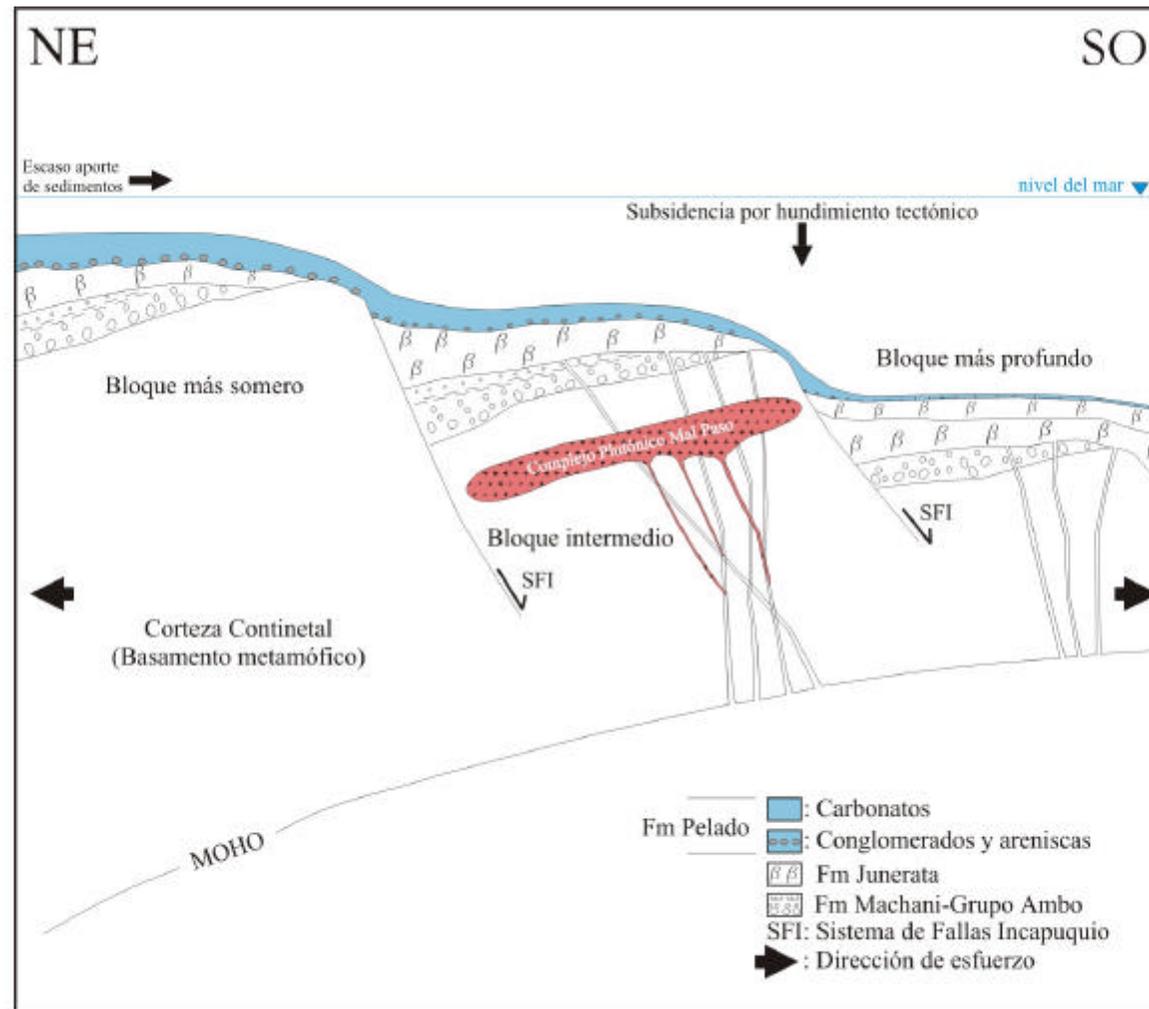


Fig. 4.6 Esquema paleogeográfico durante el Sinemuriano-Toarciense medio: Profundización progresiva de la cuenca (Formación Pelado)

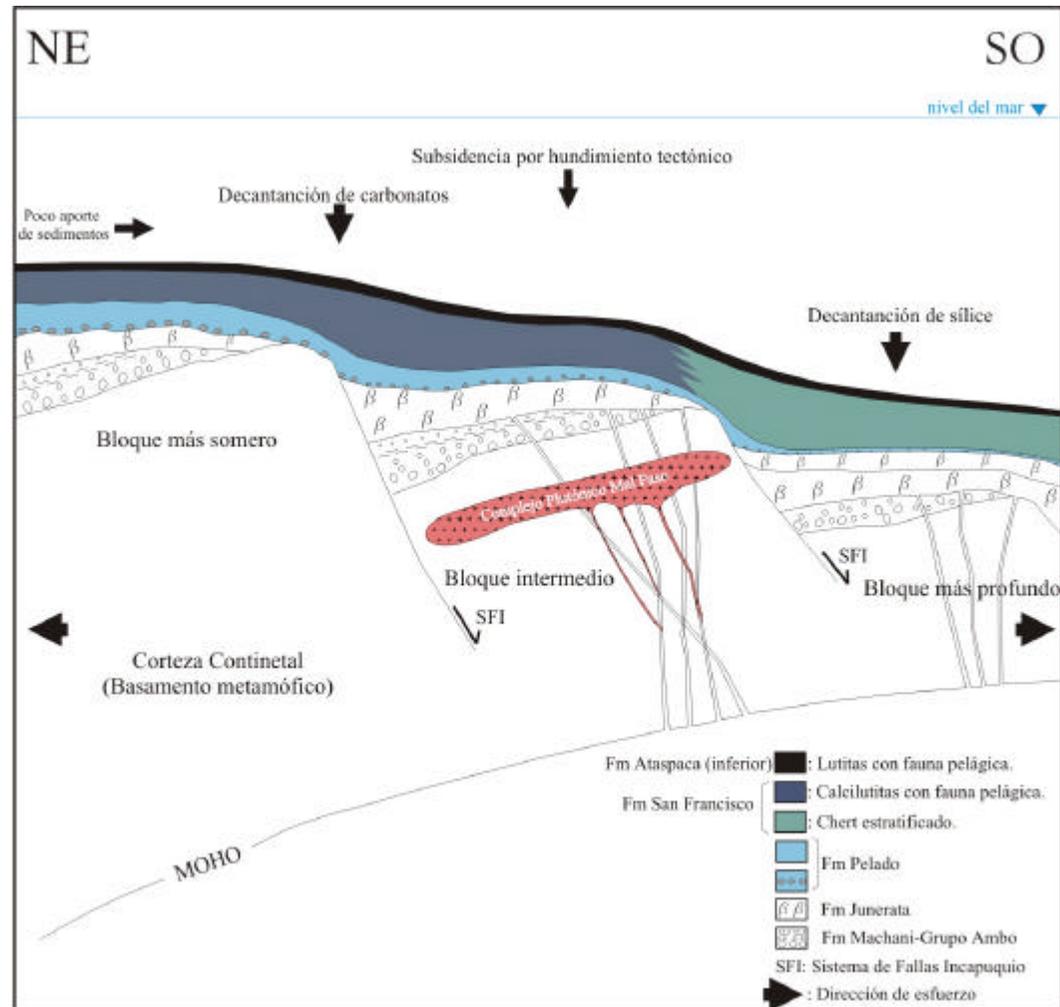


Fig. 4.7 Esquema paleogeográfico durante el Toarciano superior-Caloviano inferior: Máxima profundización de la cuenca.

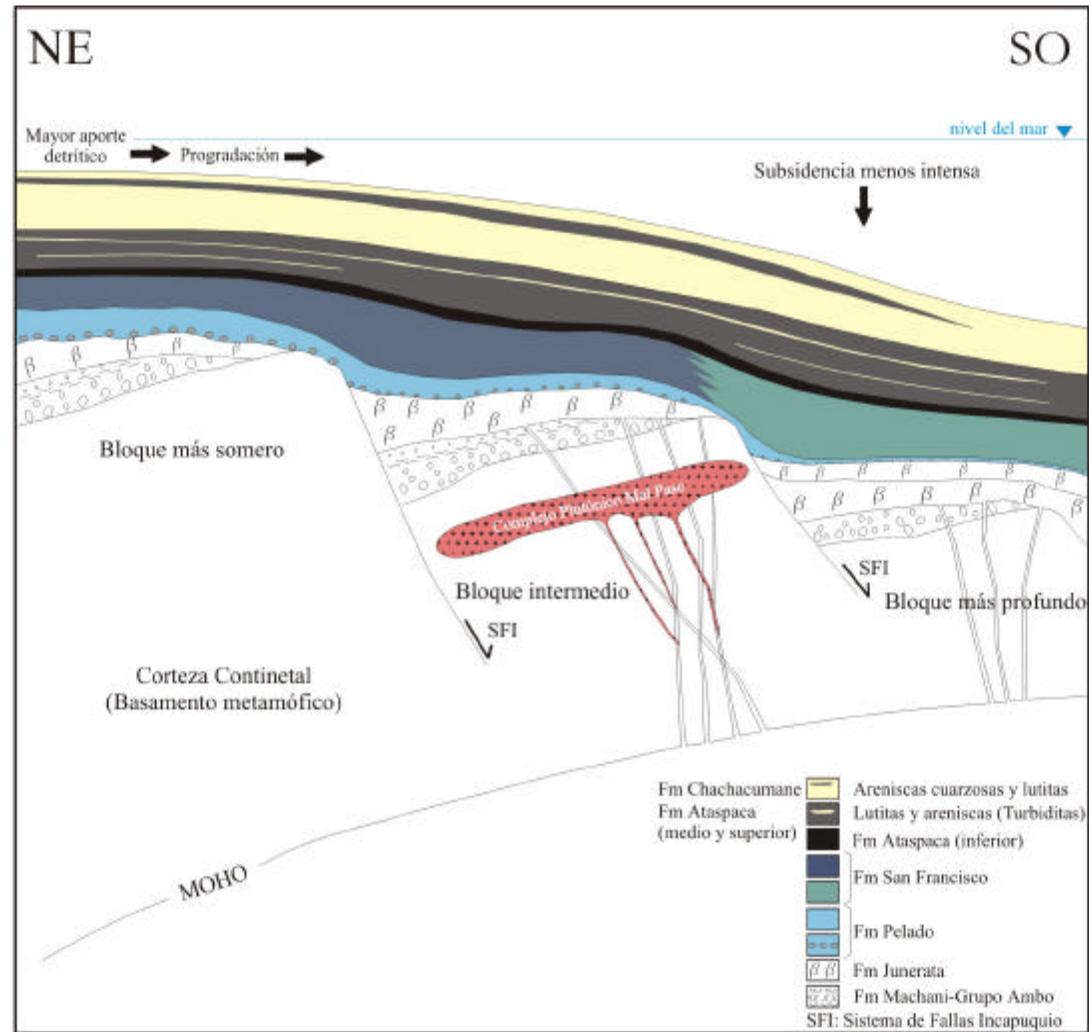


Fig. 4.8 Esquema paleogeográfico durante el Caloviano medio-Valanginiano: Somerización de la cuenca, progradación de facies arenosas deltaicas y/o anteplaza sobre facies pelágicas.

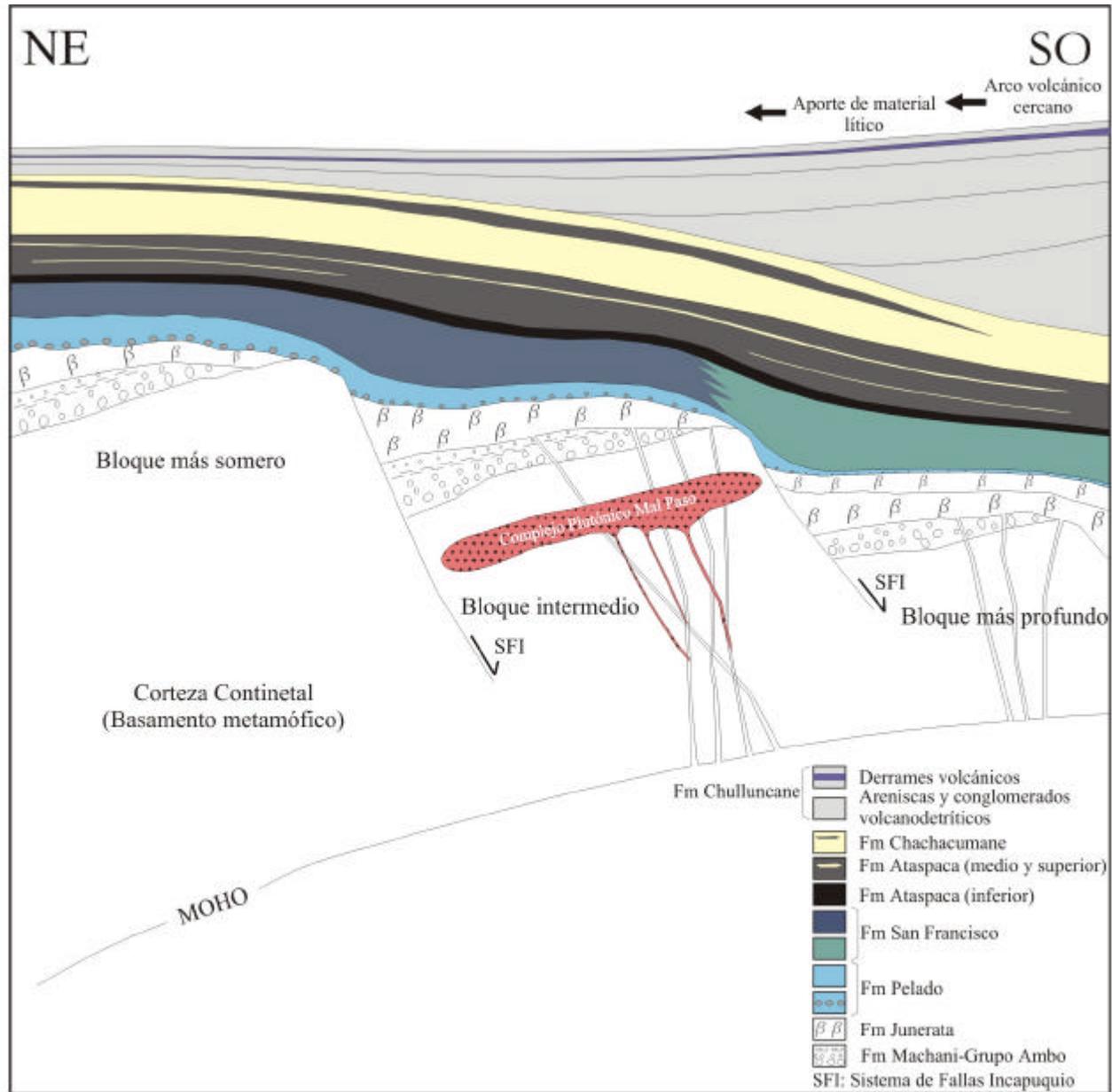


Fig. 4.9 Esquema paleogeográfico a partir del Hauteriviano?: Desarrollo de un arco volcánico en las vecindades de la zona de estudio.